

Національна академія наук України

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка

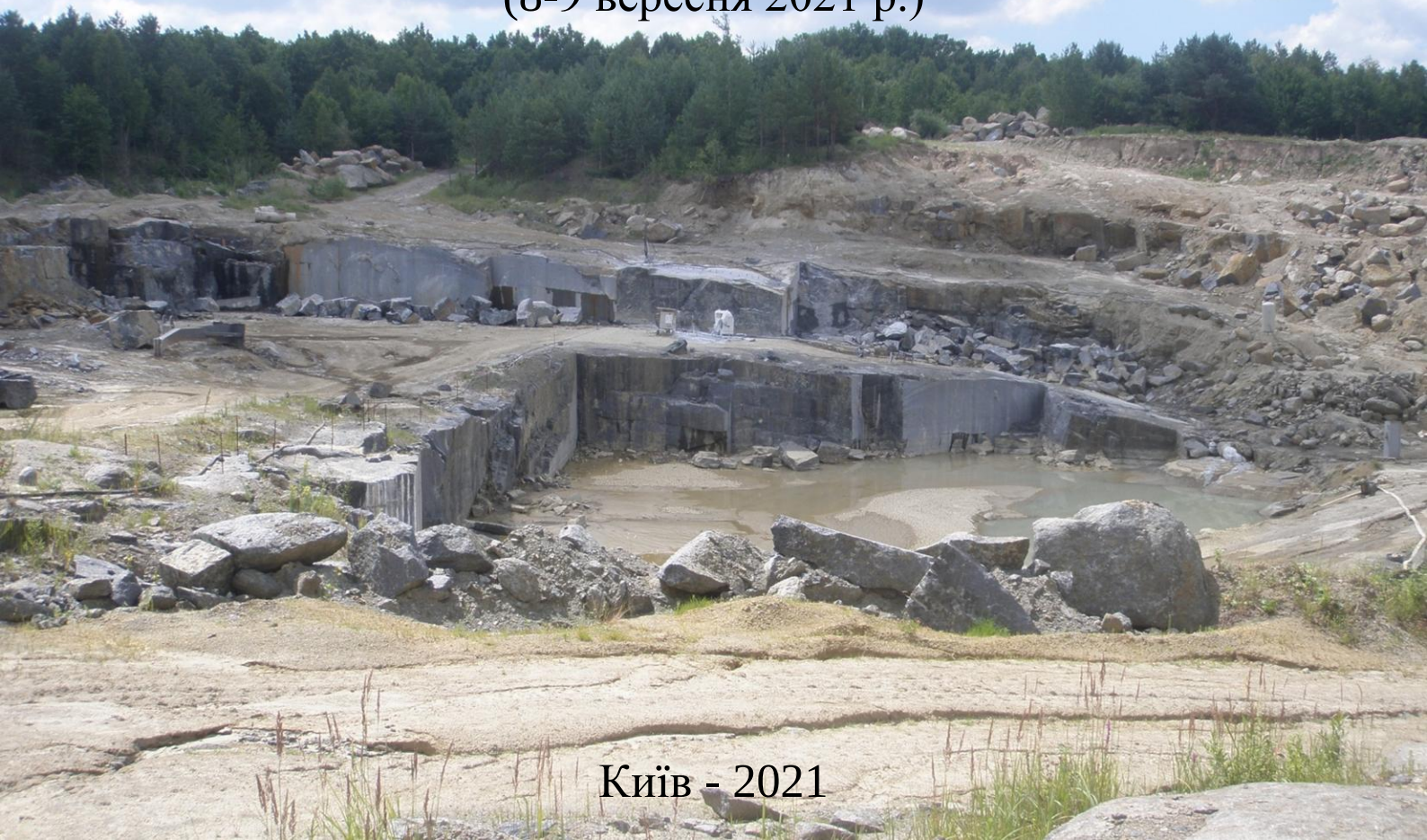
ГЕОЛОГІЧНА НАУКА В НЕЗАЛЕЖНІЙ УКРАЇНІ

Збірник тез

наукової конференції,

присвяченої 30-тій річниці Незалежності України

(8-9 вересня 2021 р.)



Київ - 2021

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України
Всеукраїнська громадська організація «Співка геологів України»
Українське мінералогічне товариство
Державне підприємство «Українська геологічна компанія»

ГЕОЛОГІЧНА НАУКА В НЕЗАЛЕЖНІЙ УКРАЇНІ

Збірник тез
наукової конференції

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
Національної академії наук України,
8-9 вересня 2021 р.

Київ-2021

УДК 55(477)

Геологічна наука в незалежній Україні: Збірник тез наукової конференції (Київ, 8-9 вересня 2021 р.). / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2021. – 403 с.

У збірнику викладено матеріали про сучасний стан, головні досягнення, актуальні завдання та шляхи подальшого розвитку геологічної науки в Україні. Найповніше висвітлено наукові напрями, які розвиваються в ІГМР НАН України: геохімія процесів мінерало-, породо- та рудоутворення, геохімічні пошуки корисних копалин; геохронологія та ізотопне датування; геологічна будова, генезис та закономірності розміщення родовищ корисних копалин; екогеологічні та еколого-геохімічні дослідження; стратиграфія докембрійського фундаменту, його осадового чохла та фанерозойських регіонів; регіональна та генетична мінералогія; петрологія ендегенних процесів породо- та рудоутворення; космічна речовина й астроблеми. Збірник рекомендується для широкого кола геологів.

УДК 55(477)

Geological science in independent Ukraine: Abstracts of Scientific Conference (Kyiv, September 8-9, 2021) / NAS of Ukraine, M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation. – Kyiv, 2021. – 403 p.

The book of abstracts contains materials on the current state, main achievements, actual tasks and development trends of the geological sciences in Ukraine. Developed research directions at IGMOR NAS of Ukraine are most fully covered: geochemistry of mineral, rock and ore formation; geochronology; geological structure, origin and deposit location patterns; ecogeology and environmental geochemistry; regional and genetic mineralogy; petrology of endogenic rock and ore formation; stratigraphy of the Precambrian basement, sedimentary cover and Phanerozoic regions; extraterrestrial matter and impact structures.

The book of abstracts is recommended for a wide range of geologists.

Рекомендовано до друку ухвалою вченої ради Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (протокол № 6 від 02 вересня 2021 р.)

Редакційна колегія:

Е.Я. Жовинський, О.А. Жук, Т.О. Кошлякова, Н.О. Крюченко, І.В. Кураєва, Г.О. Кульчецька,
Н.Г. Люта, І.А. Самборська, Л.М. Степанюк, В.В. Сукач

Комп'ютерна верстка: К.В. Вовк, Т.О. Кошлякова

Підготовка оригінал-макету: К.В. Вовк, Т.О. Кошлякова, О.В. Зюльцле

Дизайн обкладинки: К.В. Вовк

Матеріали друкуються з незначною редакторською правкою.
Abstract proceedings are issued with insignificant editorial changes.

ISBN 978-966-02-9663-3 (електронне видання)

© Інститут геохімії, мінералогії та
рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, 2021

ЗМІСТ / CONTENTS

ГЕОХІМІЯ	12
<i>Артеменко Г.В., Степанюк Л.М., Самборська І.А., Бородиня Б.В., Дзядук О.П., Лацько В.Г., Швайка І.А., Гоголев К.І., Проскурко Л.І. ВІК ТА ГЕОХІМІЯ БАЗИТ- УЛЬТРАБАЗИТОВИХ ІНТРУЗІЙ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА</i>	12
<i>Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Беккер А.Ю. ХРОНОСТРАТИГРАФІЯ ПРИАЗОВСЬКОГО БЛОКУ ТА ПИТАННЯ ГЕОДИНАМІКИ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)</i>	15
<i>Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК, ЗА ЦИРКОНОМ, ДОКЛЕСІВСЬКОЇ ПОРОДНОЇ АСОЦІАЦІЇ ОСНИЦЬКОГО БЛОКУ</i>	19
<i>Вовк К.В., Стадник В.О., Лемеш Л.В. ОСНОВНІ ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ МІКРОЕЛЕМЕНТІВ У ҐРУНТАХ ПАРКОВИХ ЗОН М. КИЄВА</i>	23
<i>Галамай А. Р., Сидор Д. В., Олійович-Гладка О. В. ДОСВІД ПРАКТИЧНОГО ВИКОРИСТАННЯ УЛЬТРАМІКРОХІМІЧНОГО МЕТОДУ ДОСЛІДЖЕННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ РОЗСОЛІВ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ У ГАЛІТІ</i>	26
<i>Довбуш Т.І., Артеменко Г.В., Степанюк Л.М., Бородиня Б.В., Довбуш Т.І. ГРАНІТОЇДИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ МАНГУСЬКОГО СИНКЛІНОРІЮ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УЩ</i>	29
<i>Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Висоцький О.Б., Ковтун О.В. ГРАНІТОЇДНИЙ МАГМАТИЗМ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА</i>	32
<i>Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Курило С.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б. Котвіцька І.М. ТРИВАЛІСТЬ ГРАНІТОЇДНОГО МАГМАТИЗМУ НА ПРИКЛАДІ ГРАНІТІВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА</i>	35
<i>Зюльцле О.В., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Зюльцле В.В., Коваленко Н.О. АВТОНОМНА ПРИРОДА СТРУКТУР БУЗЬКОЇ СЕРІЇ</i>	38
<i>Калініченко А.М., Павлишин В.І., Возняк Д.К. КРИСТАЛОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТОПАЗУ ВОЛИНИ ЗА ДАНИМИ ЯМР ²⁷Al, ¹⁹F, ¹H</i>	42
<i>Клос В.Р., Колос Г.М. БОРТНИЦЬКА СТАНЦІЯ АЕРАЦІЇ – ЕКОЛОГО- ГЕОХІМІЧНІ АСПЕКТИ</i>	45
<i>Коваленко Н.О., Степанюк Л.М. ЦИРКОН КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ШУМИЛІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ (ГАЙСИНСЬКИЙ БЛОК)</i>	49
<i>Козар М.А., Ішков В.В., Козій Є.С. МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД УРОЛІТІВ МЕШКАНЦІВ ПРИДНІПРОВ'Я</i>	52
<i>Козар М.А., Ішков В.В., Козій Є.С., Стрельник Ю.В. ТОКСИЧНІ ЕЛЕМЕНТИ МІНЕРАЛЬНОЇ ТА ОРГАНІЧНОЇ СКЛАДОВОЇ ВУГІЛЛЯ НИЖНЬОГО КАРБОНУ ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ</i>	55

<i>Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Папарига П.С. ІМІТАЦІЙНА МОДЕЛЬ ФОРМ ЗНАХОДЖЕННЯ МЕТАЛІВ У ПОСТПІРОГЕННИХ ҐРУНТАХ.....</i>	<i>58</i>
<i>Кухар М. В. ПРИЧИНИ ЗБІЛЬШЕННЯ ВМІСТУ ГАЛОГЕНІВ У ПІДЗЕМНИХ ВОДАХ ПОЛТАВСЬКОЇ ОБЛАСТІ.....</i>	<i>61</i>
<i>Лісна І.М., Шумлянський Л.В., Ларіков А.Л., Сьомка Л.В¹, Гулько В.В., Коваленко О.О. ПРИРОДА ЕНДЕРБІТІВ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ ЗА ДАНИМИ U-Pb і Lu- Hf МЕТОДІВ.....</i>	<i>64</i>
<i>Наумко І. М., Кадурін В. М., Янко В. В., Зінчук І. М., Сахно Б. Е., Кадурін С. В., Какаранза С. Д., Дікол О. С. ГЛИБИННА ПРИРОДА ВУГЛЕВОДНЕВОГО ФЛЮІДУ НА ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ ЗА ВКЛЮЧЕННЯМИ В АУТИГЕННИХ МІНЕРАЛАХ.....</i>	<i>68</i>
<i>Пономаренко О.М., Лісна І.М., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Мінєєва В.М., Заяць О.В., Сьомка Л.В., Гулько В.В., Коваленко О.О. ДО ПИТАННЯ ПРО ВІК ЧАРНОКІТОЇДІВ ТАШЛИЦЬКОГО КОМПЛЕКСУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА).....</i>	<i>71</i>
<i>Пономаренко О.М., Степанюк Л.М., Сукач В.В. МАГМАТИЧНІ КОМПЛЕКСИ ТА КОРЕЛЯЦІЙНА ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА СХЕМА РАНЬОГО ДОКЕМБРЮ УЩ.....</i>	<i>74</i>
<i>Савчак О.З. ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕСІВ МІГРАЦІЇ І АКУМУЛЯЦІЇ В НАФТОГАЗОНОСНИХ РЕГІОНАХ УКРАЇНИ.....</i>	<i>78</i>
<i>Сокур Т. М. ЛІТОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ФОСФОРУ В АРГІЛІТАХ ВЕРХНЬОВЕНДСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ</i>	<i>81</i>
<i>Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бельський В.М., Висоцький О.Б. ГЕОХРОНОЛОГІЯ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ШУМИЛІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ (ГАЙСИНСЬКИЙ БЛОК).....</i>	<i>84</i>
<i>Степанюк Л.М., Довбуш Т.І. ЦИРКОН ТА МОНАЦИТ ЯК ГЕОХРОНОМЕТРИ</i>	<i>87</i>
<i>Хоха Ю.В., Яковенко М.Б., Любчак О.В. ТРАНСФОРМАЦІЯ КЕРОГЕНУ ІІІ-А ТИПУ В ПРОЦЕСІ ЗАНУРЕННЯ ОСАДОВИХ КОМПЛЕКСІВ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОДИНАМІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ.....</i>	<i>90</i>
<i>Havryliuk O. V., Aleksandrovich V. A. BROMINE AS AN INDICATOR OF OIL AND GAS POTENTIAL OF LOCAL STRUCTURES.....</i>	<i>93</i>
<i>Kalinichenko O.A, Kalinichenko A.M., Grechanivskiy O.E., Bagmut M.M. ZEOLITE-LIKE WATER IN ZIRCON AS THE FEATURE OF METAMICT STRUCTURE: 1H NMR STUDY</i>	<i>95</i>
<i>Shevchenko I. V. SELF-ORGANIZATION OF WATER MOLECULES OVER 11-YEAR SOLAR CYCLE</i>	<i>98</i>
ЕКОГЕОЛОГІЯ.....	101
<i>Белєвцев Р.Я., Блажко В.І., Висоценко О.О., Мельниченко Б.Ф., Михальченко І.І., Петрова Л.О., Терещенко С.І. ПРО ГЛОБАЛЬНЕ ПОТЕПЛІННЯ НА ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ В ЗВ'ЯЗКУ З РОЗВИТКОМ СУЧАСНОГО ТЕХНОГЕНЕЗУ</i>	<i>101</i>

<i>Галемський П. В.</i> ОЦІНКА СТУПЕНЯ ДЕГАЗАЦІЇ ГІРСЬКОГО МАСИВУ ПРИ ВИДОБУТКУ ВУГІЛЛЯ	104
<i>Губіна В.Г., Заборовський В.С.</i> СУЧАСНИЙ СТАН ВІДВАЛІВ ГІРНИЧО-ДОБУВНИХ ПІДПРИЄМСТВ КРИВБАСУ	106
<i>Смельянов В.О., Наседкін Є.І., Куковська Т.С., Митрофанова О.А.</i> ОРГАНІЗАЦІЙНІ АСПЕКТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗАБРУДНЕННЯ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ ПЛАСТИКОВИМИ ВІДХОДАМИ	111
<i>Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О.</i> РИЗИКИ (ТЕКТОНІЧНИЙ ФАКТОР) ПРИ ПОБУДОВІ КАСКАДУ ВЕРХНЬОДНІСТРОВСЬКИХ ГІДРОЕЛЕКТРОСТАНЦІЙ (ГЕС)	114
<i>Жук О.А.</i> МОНІТОРИНГОВІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА СТАНОМ МІСЬКИХ ҐРУНТІВ (НА ПРИКЛАДІ м. КИЇВ)	117
<i>Заноз Б. Ю., Бугай Д. О., Кубко Ю. І.</i> КОНЦЕПТУАЛЬНА МОДЕЛЬ УРАНОВОГО ХВОСТОСХОВИЩА ЯК ДЖЕРЕЛА РАДІОЛОГІЧНИХ І ТОКСИКОЛОГІЧНИХ ВПЛИВІВ НА ГІДРОГЕОЛОГІЧНЕ СЕРЕДОВИЩЕ	120
<i>Злобіна К.С.</i> ЕКОГЕОХІМІЧНИЙ СТАН ҐРУНТІВ ТУРИСТИЧНИХ МАРШРУТІВ ШАЦЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ	123
<i>Злобіна К.С., Кураєва І.В., Кошлякова Т.О., Азімов О.Т.</i> ЕКОГЕОХІМІЧНИЙ СТАН ҐРУНТІВ І ПРИРОДНИХ ВОД ЗОНИ ВПЛИВУ СМІТТЄЗВАЛИЩ НА ПРИКЛАДІ ПОЛІГОНУ ЗАХОРОНЕННЯ ТВЕРДИХ ПОБУТОВИХ ВІДХОДІВ	127
<i>Ігнатишин В.В., Ігнатишин А.В., Вербицький С.Т., Ігнатишин М.Б.</i> СУЧАСНІ ГОРИЗОНТАЛЬНІ РУХИ КОРИ В ЗОНІ ОАШСЬКОГО ГЛИБИННОГО РОЗЛОМУ: СЕЙСМІЧНИЙ АСПЕКТ	130
<i>Ковальчук М.С., Крошко Ю.В.</i> РЕТРОСПЕКТИВНИЙ КОСМІЧНИЙ МОНІТОРИНГ ЗМІНИ ПЛОЩІ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА, ПОРУШЕНОГО РОЗРОБКОЮ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТІВ (СІЛЬЦЕСЬКЕ РОДОВИЩЕ, ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛ.)	133
<i>Кошлякова Т.О., Кураєва І.В., Злобіна К.С.</i> ОСОБЛИВОСТІ МІКРОЕЛЕМЕНТНОГО СКЛАДУ ПИТНИХ ПІДЗЕМНИХ ВОД, ПОШИРЕНИХ В МЕЖАХ КОРОСТИШІВСЬКОГО РАЙОНУ ЖИТОМИРСЬКОЇ ОБЛАСТІ	136
<i>Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я.</i> ВАЖКІ МЕТАЛИ У ҐРУНТАХ ТЕРИТОРІЇ ВПЛИВУ ПЛАНОВАНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ БУДІВНИЦТВА КАСКАДУ ВЕРХНЬОДНІСТРОВСЬКИХ ГІДРОЕЛЕКТРОСТАНЦІЙ (ГЕС)	139
<i>Кураєва І.В., Кошлякова Т.О., Злобіна К.С., Мусіч О.Г., Локтіонова О.П.</i> БІОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТЕХНОГЕННО ЗАБРУДНЕНИХ ҐРУНТІВ	142
<i>Кураєва І.В.</i> ТРАНСФОРМАЦІЯ СПОЛУК ВАЖКИХ МЕТАЛІВ У БІОКОСНИХ СИСТЕМАХ В УМОВАХ ТЕХНОГЕНЕЗУ	146
<i>Люта Н.Г.</i> ВАЖКІ МЕТАЛИ У ПОВЕРХНЕВИХ ВОДАХ І ДОННИХ ВІДКЛАДАХ РІЧКОВИХ БАСЕЙНІВ УКРАЇНИ: ФОНОВИЙ ВМІСТ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОДІЛУ	150

<i>Міхалкова Н. В., Кононенко А. В.</i> ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА У ЗВ'ЯЗКУ ІЗ ВПЛИВОМ ТЕХНОГЕННИХ ОБ'ЄКТІВ ЛИСИЧАНСЬКО-РУБІЖАНСЬКОГО ПРОМВУЗЛА.....	153
<i>Ніколаєв І.Ю., Пігулевський П.Г., Тяпкін О.К., Бурлакова А.О.</i> ДО ПИТАННЯ ОРГАНІЗАЦІЇ ГЕОФІЗИЧНОГО МОНІТОРИНГУ ГІДРОСФЕРИ ПІВДЕННОГО КРИВБАСУ.....	156
<i>Осокіна Н.П.</i> ЗАСТОСУВАННЯ ПЕСТИЦИДІВ І ЕКОГЕОЛОГІЯ	159
<i>Панова О.А., Привалов В.О.</i> ВПЛИВ ГЕОЛОГІЧНОЇ СКЛАДОВОЇ НА ДОВКІЛЛЯ ПРИ ТЕХНОГЕННОМУ НАВАНТАЖЕННІ.....	162
<i>П'яташ Д. Р., Удалов І. В.</i> ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІН КІЛЬКІСНИХ ПОКАЗНИКІВ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІДЗЕМНИХ ВОД СИНІЧАНСЬКОГО ВОДОЗАБОРУ (м. ІЗЮМ)	164
<i>Шестопалов В.М., Моїсєєва Н.П., Лесюк Г.В.</i> ЗАСТОСУВАННЯ МІНЕРАЛЬНИХ ВОД ТИПУ "НАФТУСЯ" ПРИ ЕКОЛОГІЧНИХ КАТАСТРОФАХ.....	167
<i>Shabalin B.G., Lavrynenko O.M., Yaroshenko K.K., Pavlenko O.Yu., Buhera S.P.</i> MINERAL PHASES FORMATION DURING THE OZONATION PROCESS OF SIMULATORS OF RADIOACTIVELY POLLUTED GASPING WATERS IN NPP	170
<i>Shabalin B.G., Yaroshenko K.K., Buhera S.P.</i> MINERALOGICAL – GEOCHEMICAL ASPECTS OF RADIOACTIVE WASTES DISPOSAL IN SURFACE/SUBSURFACE FACILITIES	173
<i>Splodytel A. O., Kuraieva I. V.</i> GEOCHEMICAL EVALUATION OF TECHNOGENIC DISTURBED GEOSYSTEMS OF DONBAS	176
КОРИСНІ КОПАЛИНИ	179
<i>Азімов О. Т.</i> ЗВ'ЯЗОК ХАРАКТЕРИСТИК МЕРЕЖІ ЛІНЕАМЕНТІВ З РОЗПОДІЛОМ РУДОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ НА ТЕРИТОРІЇ ПРИАЗОВСЬКОГО КРИСТАЛІЧНОГО МАСИВУ	179
<i>Безручко К.А., Д'яченко Н.О.</i> ВПЛИВ ЗСУВНИХ ДИСЛОКАЦІЙ НА ЛОКАЛІЗАЦІЮ ГАЗОДИНАМІЧНИХ ЯВИЩ У ВУГІЛЬНИХ ВІДКЛАДАХ (КРАСНОАРМІЙСЬКА МОНОКЛІНАЛЬ ДОНБАСУ)	183
<i>Бондаренко С.М., Грінченко О.В., Курило С.І., Степанюк Л.М., Сьомка В.О., Бельський В.М.</i> ВОЛЬФРАМАТИ У ГРЕЙЗЕНАХ ПЕРЖАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	186
<i>Бучинська І. В., Матрофайло М. М.</i> ШЛЯХИ НАРОЩУВАННЯ ПРОМИСЛОВОГО ПОТЕНЦІАЛУ ВУГІЛЬНОЇ ГАЛУЗІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ	189
<i>Вергельська В.В.</i> ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕРОЗОДІЛУ ВОД У ВУГІЛЬНОМУ ПЛАСТІ І ₃ ДП ВК «КРАСНОЛИМАНСЬКА».....	192
<i>Вергельська Н.В.</i> ФОРМУВАННЯ ГАЗОНАСИЧЕНИХ ДІЛЯНОК У ВУГЛЕПОРОДНИХ МАСИВАХ ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ	195

<i>Гарасимчук В.Ю., Медвідь Г.Б., Кость М.В., Телегуз О.В.</i> ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ КРИТЕРІЇ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ЛЬВІВСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПРОГИНУ	197
<i>Гейко Ю.В., Безвинний В.П.</i> ВИКОРИСТАННЯ В УКРАЇНІ КРИТЕРІЇВ І МЕТОДИКИ ПОШУКІВ РОДОВИЩ АЛМАЗІВ, ЩО НАПРАЦЬОВАНІ В АЛМАЗОНОСНИХ ПРОВІНЦІЯХ СВІТУ	200
<i>Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Баландюк Л.В.</i> ЛІТОФІЗИЧНА БУДОВА ТА ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНИХ ОБ'ЄКТІВ У ВІДКЛАДАХ ПАЛЕОЦЕНУ ПІВНІЧНОГО БОРТА ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГИНУ	204
<i>Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Кошіль Л.Б., Яковенко М.Б.</i> ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ РЕЗЕРВУАРІВ ТА ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ У ВІДКЛАДАХ СЕРЕДНЬОГО ДЕВОНУ СХІДНОСАРАТСЬКОГО РОДОВИЩА НАФТИ. ПЕРЕДДОБРУДЗЬКИЙ ПРОГИН.....	208
<i>Дмитренко К.Е., Попенко Т.А.</i> ДОЦІЛЬНІСТЬ КОМПЛЕКСНОЇ РОЗРОБКИ ФЛЮОРИТОВИХ РУД ПОДІЛЬСЬКОГО ПРИДНІСТРОВ'Я.....	211
<i>Дудченко Н.О.¹, Брик О.Б.¹, Білоус О.І.², Калініченко А.М.¹, Антоненко Т.С.¹, Бондаренко С.М.¹, Черевко Ю.І.¹, Овсієнко В.В.</i> ПІДВИЩЕННЯ ЯКОСТІ ПРОМИСЛОВИХ ЗАЛІЗОРУДНИХ КОНЦЕНТРАТІВ ЗА РАХУНОК ВИКОРИСТАННЯ МАГНІТНОЇ СЕПАРАЦІЇ, ЗАСНОВАНОЇ НА НОВИХ ПРИНЦИПАХ	213
<i>Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О.</i> КОРИСНІ КОПАЛИНИ ПОДІЛЬСЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ	216
<i>Іванченко К. В.</i> БЕНТОНІТОВІ ГЛИНИ ВЕНДУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ.....	218
<i>Ісаков Л.В., Сукач В.В.</i> ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНИЙ КОНТРОЛЬ ПЕГМАТИТІВ ЗАХІДНОПРИАЗОВСЬКОЇ МЕГАСТРУКТУРИ	220
<i>Калашник Г.А.</i> КРИТЕРІЇ ЗВ'ЯЗКУ УРАН-ЗОЛОТО НА ЮРІЇВСЬКОМУ РОДОВИЩІ УРАНУ КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	223
<i>Крошко Ю.В., Охоліна Т.В., Ганжа О.А., Кузьманенко Г.О.</i> СТРУКТУРНО-ЛІТОЛОГІЧНА МОДЕЛЬ ЗЕЛЕНОЯРСЬКОГО ТИТАН-ЦИРКОНІЄВОГО РОДОВИЩА	226
<i>Матрофайло М. М.</i> ОСОБЛИВОСТІ МОРФОЛОГІЇ ВУГІЛЬНОГО ПЛАСТА n_8 ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ	229
<i>Покалюк В.В.</i> ПРОТЕРОЗОЙСЬКІ МЕТАКОНГЛОМЕРАТИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ПОВ'ЯЗАНІ З НИМИ МЕТАЛО-РУДОНОСНІ ФОРМАЦІЇ.....	232
<i>Попп І.Т., Мороз П.В., Шаповалов М.В.</i> ЛІТОГЕНЕЗ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ НАФТОГАЗОНОСНИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	236
<i>Скопиченко І.М.</i> ЕТАПИ НАПОВНЕННЯ ВУЛКАНОГЕННИХ ТА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОВИХ КОЛЕКТОРІВ	239

<i>Шлапінський В.Є., Гавришків Г.Я., Гаєвська Ю.П.</i> ВІДКЛАДИ У СКЛАДІ ВЕРХНЬОВЕРХОВИНСЬКОЇ ПІДСВІТИ ОЛІГОЦЕНУ КРОСНЕНСЬКОГО ПОКРИВУ В РАЙОНІ с. СМОЖЕ	242
<i>Шлапінський В.Є., Тернавський М.М., Гривняк Г. Б. Ковальчук Н.</i> ОСОБЛИВОСТІ РОЗРІЗІВ СЕРЕДНЬОМЕНІТОВОЇ ПІДСВІТИ ОЛІГОЦЕНУ І ПОЛЯНИЦЬКОЇ СВІТИ МІОЦЕНУ В ПОКУТСЬКИХ СКЛАДКАХ БОРИСЛАВСЬКО- ПОКУТСЬКОГО ПОКРИВУ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ	244
<i>Яковенко М.Б, Хоха Ю.В., Любчак О.В.</i> ВИДІЛЕННЯ ПЕРСПЕКТИВНИХ ДІЛЯНОК ТОРФОВИДОБУТКУ У ЛЬВІВСЬКІЙ ОБЛАСТІ ДЛЯ ВИЛУЧЕННЯ ГУМАТІВ	247
<i>Ярошовець К.А.</i> ДОСЛІДЖЕННЯ ЗМІШАНИХ ТА ПЕРЕХІДНИХ ТОРФІВ ЖИТОМИРСЬКОЇ ОБЛАСТІ НА ПРИКЛАДІ ТОРФОВИЩА «ЯМНИ»	250
<i>Яценко В.Г., Заборовська Л.П., Земсков Г.О.</i> МОДЕЛЬ ОЦІНКИ СТРАТЕГІЧНОЇ ВАЖЛИВОСТІ ВИДІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН УКРАЇНИ	253
<i>Antipovych Y.V.</i> TRANSFORMATION OF SANDSTONES CLOSED POROSITY IN CATAGENESIS CONDITIONS	256
<i>Korchagin I., Yakymchuk M.</i> FEATURES OF GEOLOGICAL STRUCTURE IN THE AREAS OF "IRIDIUM" LAYER DETECTION IN DIFFERENT REGION OF THE WORLD	259
<i>Korchagin I., Yakymchuk M.</i> ON THE VOLCANIC MODEL OF THE EXTERNAL APPEARANCE OF PLANETS AND SATELLITES OF SOLAR SYSTEM FORMATION	262
<i>Yakymchuk M.A., Korchagin I.M.</i> ABOUT DISCOVERY OF LARGE ZONES OF HYDROGEN DEGASSING IN DIFFERENT REGIONS OF THE WORLD	265
<i>Yakymchuk M.A., Korchagin I.M.</i> DEEP STRUCTURE FEATURES OF NEW HYDROCARBON FIELD'S LOCATION REGION IN BLACK SEA BY RESULTS OF SATELLITE IMAGES FREQUENCY-RESONANCE PROCESSING	268
МІНЕРАЛОГІЯ	272
<i>Возняк Д.К., Бельський В.М.</i> КРИСТАЛИ ТОПАЗУ З КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНІ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) – НЕМАГМАТИЧНІ УТВОРЕННЯ	272
<i>Возняк Д.К., Таран М.М., Бельський В.М.</i> ВКЛЮЧЕННЯ ЦИНВАЛЬДИТУ В КРИСТАЛАХ ТОПАЗУ З КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНІ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	275
<i>Гречановська О. Є.</i> СТРУКТУРНИЙ СТАН КАЛІЄВИХ ПОЛЬОВИХ ШПАТІВ ШЕВЧЕНКІВСЬКОГО РІДКІСНОМЕТАЛЕВОГО РОДОВИЩА (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я)	278
<i>Гречанівський О.Є., Калініченко А.М., Гречановська О.Є.</i> ФІЗИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ РАДІАЦІЙНИХ ПОШКОДЖЕНЬ В СТРУКТУРІ ЦИРКОНУ ЯСТРУБЕЦЬКОГО РУДОПРОЯВУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	281

<i>Гречанівський О.Є., Калініченко А.М., Калініченко О.А., Багмут М.М.</i> СТРУКТУРНІ І НЕСТРУКТУРНІ ДОМІШКИ В ЦИРКОНІ РІЗНОГО СТУПЕНЯ МЕТАМІКТНОСТІ ЗА ДАНИМИ ЯМР І ЕПР.....	284
<i>Занкович Г.О., Кохан О.М.</i> НЕРУДНІ МІНЕРАЛИ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ БЕСКИДСЬКОГО ТУНЕЛЮ КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	286
<i>Льченко К.О., Лупашко Т.М., Гречановська О.Є., Таращан А.Н.</i> КИСНЕВО-ВОДНЕВІ ДЕФЕКТИ СТРУКТУРИ ТА ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ АМАЗОНІТУ	289
<i>Калініченко А.М., Білоус О.І., Дудченко Н.О., Бондаренко С.М., Калініченко О.А., Овсієнко В.В.</i> КРИСТАЛОХІМІЧНІ ТА МАГНІТНІ ОСОБЛИВОСТІ МАГНЕТИТУ КРЕМЕНЧУЦЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ	292
<i>Квасниця В.М.</i> ДІАМАНТИ УКРАЇНИ. ЗДОБУТКИ ТА ЗАВДАННЯ.....	295
<i>Ковальчук М.С., Сукач В.В., Вишневський О.А.</i> ТИПОМОРФНІ ОСОБЛИВОСТІ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА З ГІДРОХЛОРИТОВОЇ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ РОДОВИЩА БАЛКА ЗОЛОТА (ЗА СВЕРДЛОВИНОЮ № 514)	298
<i>Кульчецька Г.О., Черниш Д.С.</i> РЕГІОНАЛЬНА МІНЕРАЛОГІЯ В УКРАЇНІ: ІСТОРІЯ, СУЧАСНІСТЬ, ЗАВДАННЯ НА МАЙБУТНЄ:	301
<i>Кульчецька Г.О., Черниш Д.С.</i> СТАН ГЕНЕТИЧНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ.....	305
<i>Луньова І.М.</i> МЕТАМІКТНІ МІНЕРАЛИ ЯК ПОТЕНЦІЙНЕ ДЖЕРЕЛО РІДКІСНОМЕТАЛЕВОЇ СИРОВИНИ.....	308
<i>Лупашко Т.М., Таращан А.М., Льченко К.О., Гречановська О.Є.</i> ГЕНЕТИЧНА ПРИРОДА ЦЕНТРІВ РЕНТГЕНОЛЮМІНЕСЦЕНЦІЇ В БЛАКИТНОМУ ТА ЗЕЛЕНОМУ АМАЗОНІТІ.....	311
<i>Михальченко І.І., [Андреев О.В.]</i> МІНЕРАЛИ-КОНЦЕНТРАТОРИ ЦЕРІЮ В АЛЬБІТИТАХ ПАРТИЗАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКИЙ УРАНОВИЙ РУДНИЙ РАЙОН).....	315
<i>Павлюк В.М., Павлюк О.В.</i> ПРОПИ З ЛЬОДОВИКОВИХ ВІДКЛАДІВ ЧЕПИЛІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ	318
<i>Павлюк О.В., Павлюк В.М.</i> ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ПРОПІВ В СУЧАСНОМУ АЛЮВІЇ ВИТОКІВ РІЧОК СЛУЧ, ЗБРУЧ І ПІВДЕННИЙ БУГ	321
<i>Побережська І.В., Білик Н.Т., Бубняк І.М., Савчин І.Р., Шило Є.О.</i> ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ТА МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ПОРІД ВІДСЛОНЕННЯ ВУЗЛ ХІЛЛ (ЗАХІДНА АНТАРКТИДА)	324
<i>Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О., Кичань Н.В.</i> ГЕНЕТИЧНІ АСПЕКТИ МАКРОХОНДР У ДЕЯКИХ ХОНДРИТАХ	327
<i>Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О., Кичань Н.В.</i> МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОХОНДР У ДЕЯКИХ ХОНДРИТАХ.....	330

<i>Семененко В.П.</i> ЗДОБУТКИ ТА ВТРАТИ КОСМІЧНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ В 1991-2021pp.....	333
<i>Таращан А.М., Таран М.М., Лупашко Т.М.</i> УТВОРЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЯ ДОМІШКОВИХ КЛАСТЕРІВ В ЛУЖНИХ ПОЛЬОВИХ ШПАТАХ	336
<i>Ширінбекова С.Н., Литвиненко Ю.О., Канунікова Л.І.</i> ОЗНАКИ ЗВІТРЮВАННЯ ХОНДРИТА МАРКОВКА (Н4).....	340
<i>Ширінбекова С.Н., Литвиненко Ю.О.</i> ОСОБЛИВОСТІ МІКРОСКУЛЬПТУРИ І ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ЗВІТРІЛИХ ЗЕРЕН ОЛІВІНУ ПАЛАСИТУ БРАГІН	343
<i>Vyshnevskiy O.A.</i> DEVONIAN LITHOSPHERIC MANTLE BENEATH THE EASTERN AZOV AREA OF THE UKRAINIAN SHIELD: RECONSTRUCTION BASED ON XENOCRYSTS FROM PIVDENNA, NOVOLASPYNSKA, NADIHA AND PETRIVSKA KIMBERLITES	347
<i>Vyshnevskiy O.A.</i> ON THE PROVENANCE AND EXPLORATION VALUE OF CR-DIOPSIDE FROM PALEOPROTEROZOIC, CENOZOIC AND QUATERNARY SEDIMENTS OF THE RIGHT- BANK UKRAINE	351
<i>Yatsenko I.G., Poberezhskyy A.V., Bilyk N.T., Bekesha S.N., Stupka O.O.</i> SUPER REDUCED MINERAL PHASES IN CORUNDUM AGGREGATES FROM KIMBERLITE. THE DISCOVERY OF TERRESTRIAL GROSSMANITE.....	354
ПЕТРОЛОГІЯ.....	357
<i>Безручко К.А., Барановський В.І., Челкан В.В.</i> ВИЗНАЧЕННЯ СТУПЕНЯ МЕТАМОРФІЗМУ ВУГІЛЬНОЇ РЕЧОВИНИ	357
<i>Великанова О.Ю.</i> ПЕТРОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ГАБРО- АНОРТОЗИТОВИХ МАСИВІВ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	360
<i>Гаценко В.О., Курило С.І.</i> КЕРСУТИТ В ДАЙКОВИХ ПОРОДАХ ПРИАЗОВ'Я (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) ЯК ІНДИКАТОР УМОВ УТВОРЕННЯ	363
<i>Гейченко М., Мєнасова А., Білан О.</i> ПЕТРОЛОГІЯ РУД ПОЛОХІВСЬКОГО РОДОВИЩА	366
<i>Кирилюк В.П., Шевченко О.М.</i> ГОЛОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (З ДОСВІДУ СКЛАДАННЯ ОГЛЯДОВИХ КАРТ ГЕОЛОГІЧНОГО ЗМІСТУ).....	369
<i>Кирилюк В.П., Шевченко О.М.</i> СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГІЧНІ ТИПИ ГРАНІТОЇДНИХ ФОРМАЦІЙ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	372
<i>Луньов Є.С., Луньова І.М.</i> ДЕЯКІ ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КАМПТОНІТІВ ПРИАЗОВ'Я.....	375
<i>Павлова О. О., Павлов Г. Г.</i> ШОК-ЕКСПЛОЗИВНІ ПОРОДИ ІЛЛІНЕЦЬКОГО КРАТЕРА (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ).....	379

<i>Павлов Г.Г., Вишневський О.А., Литвиненко Ю.О.</i> АВТОЛІТИ ТА КСЕНОЛІТИ ІЗ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ «НОВОЛАСПІНСЬКА» (СХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА).....	382
<i>Павлов Г.Г., Вишневський О.А., Литвиненко Ю.О.</i> СКЛАД ТА БУДОВА НОДУЛІВ ІЗ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ “НАДІЯ” (СХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА)	385
<i>Соловйов В.Д., Якимчук М.А., Корчагін І.М.</i> НОВІ ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНІ ДАНІ ПРО ПРОЦЕСИ ФОРМУВАННЯ ОКРЕМИХ «ІМПАКТНИХ» СТРУКТУР.....	388
<i>Сукач В.В., Фалькович О.Л., Бондаренко С.М., Баряцька Н.В., <u>Грінченко О.В.</u>, Литвиненко Ю.О., Канунікова Л.І.</i> МОЛІБДЕНІТ ТА ЙОГО ЗРОСТАННЯ З СИЛІКАТНИМИ МІНЕРАЛАМИ (ДІЛЯНКА ЧЕРВОНА, КРИВОРІЗЬКА СТРУКТУРА)	391
<i>Федоришин Ю.І., Бацевич Н.В., Наумко І.М.</i> ПЕТРОГРАФІЧНІ ОЗНАКИ ЛІКВАЦІЇ НА ПРИКЛАДІ МІДЕНОСНИХ ВУЛКАНІТІВ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ ЗАХІДНОЇ ВОЛИНИ	394
<i>Шумлянський Л.В., Ернст Р.Е., Альбеков О., Сьодерлунд У., Вайлд С.А., Беккер А.</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКА ПРУТІВСЬКО-НОВОГОЛЬСЬКА МАГМАТИЧНА ПРОВІНЦІЯ ТА КОРРЕЛЯЦІЯ З ІНШИМИ КОНТИНЕНТАМИ	397
<i>Shniukova K.</i> ACID IGNEOUS ROCKS OF THE SHELF AND CONTINENTAL SLOPE OF THE NORTH-WESTERN BLACK SEA: A DIVERSITY OF COMPOSITION AND GENESIS.....	400

ГЕОХІМІЯ

УДК 552.43:550.42:550.93 (477)

ВІК ТА ГЕОХІМІЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВИХ ІНТРУЗІЙ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

*Артеменко Г.В.¹, Степанюк Л.М.¹, Самборська І.А.¹, Бородиня Б.В.²,
Дзядук О.П.², Лацько В.Г.², Швайка І.А.¹, Гоголев К.І.¹, Проскурко Л.І.¹*

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, regulgeo@gmail.com

²Казенне підприємство "Південукргеологія", м. Дніпро,
boris.priazov@gmail.com

AGE AND GEOCHEMISTRY OF BASITE-ULTRABASITE INTRUSIONS OF THE AZOV MEGABLOCK OF UKRAINEAN SHIELD

*Artemenko G.V.¹, Stepanyuk L.M.¹, Samborska I.A.¹, Borodynya B.V.²,
Dzyaduk O.P.², Latsko V.G.², Shvaika I.A.¹, Gogolev K.I.¹, Proskurko L.I.¹*

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, regulgeo@gmail.com;

²State commercial enterprise "Pivdenukrgeologiya", Dnipro,
boris.priazov@gmail.com

The upper age limit of the formation of ultrabasite-basite intrusions of the Saltych anticlinorium is determined - 2050 Ma. According to geochemical characteristics, peridotites and pyroxenites of intrusions were melted from the depleted upper mantle. The formation of small intrusions of ultrabasite-basite composition in the Azov block is probably associated with the global activation of the Earth's mantle at the 2050 Ma ago.

Вступ. На Приазовському мегаблоці поширені невеликі за розмірами інтрузії порід основного і ультраосновного складу. Вони розглядаються як «тріщинні інтрузії», які вкорінювались в уже дислоковані породи архейського віку [2, 3, 5]. Ці інтрузії прориваються жилами сієнітів, пегматитів та аплітовидних гранітів потужністю до перших метрів [2, 3, 5]. Геохімічні характеристики порід цих інтрузій вивчені ще недостатньо - не визначено їх вік, не повністю розкритий потенціал на корисні копалини тощо. Метаультрабазити, згідно з даними Усенко І.С. та Кравченко Г.Л. [3, 4], - це ультраосновні породи нормального ряду що утворилися в результаті диференціації базальтової магми. У 1960-1970 рр. [1] породи досить детально досліджувалися на алмазонасність.

Результати петрогеохімічних досліджень

Геохімія і генезис метаморфізованих ультрабазитів і базитів.

Метаморфізовані перидотити (інтрузія біля хутора Дахно на правому березі р. Кільтичя, зр. 8/223, 8/224; Mg# = 0,85-0,86; Na₂O/K₂O = 5-1,25; TiO₂ = 0,15-0,17 %, Rb = 4,81-8,76 ppm, Sr = 17,9 ppm, ΣРЗЕ = 4,86-6,82 ppm). Вміст Ni (808-826 ppm) і Cr (1660-1720 ppm) нижче кларкового вмісту за

А.П. Виноградовим для ультраосновних порід. Графік розподілу РЗЕ слабодиференційований - $(La/Yb)_N = 2,28-2,81$ при $Yb_N = 1,4 - 1,5$ (рис. 1). Вони відрізняються дуже низьким вмістом елементів та слабким ступенем їх диференціації (рис. 2).

Метаморфізовані піроксеніти (метавебстерити), Камишувацька інтрузія, зр. 20/14, 20/15; $Mg\# = 0,76-0,78$; $Na_2O/K_2O = 6,8-7,6$; $Rb = 0,7-2,19$ ppm, $Sr = 17,4-31,21$ ppm, $\Sigma PЗЕ = 25,41-28,66$ ppm). Графік розподілу РЗЕ слабодиференційований - $(La/Yb)_N = 2,11-3,28$, при $Yb_N = 6,2-6,3$ (рис. 1). Виділяються невеликі позитивні європейські аномалії - $Eu/Eu^* = 1,08-1,32$, що вказують на процеси фракціонування вихідної магми.

Горнblendити (відслонення у балці Біла, зр. 20/4, 20/5, 20/6; $Mg\# = 0,76-0,80$; $TiO_2 = 0,19-0,25$ %, $Na_2O/K_2O = 0,4-4,3$, $\Sigma PЗЕ = 17,44-24,52$). Графік розподілу РЗЕ диференційований - $(La/Yb)_N = 3,22-3,44$. У двох зразках спостерігається позитивна європейська аномалія - $Eu/Eu^* = 1,28-1,31$ (рис. 1).

Метаніроксеніти (плагіоклазові метавебстерити), Новоселицька інтрузія, правий берег р. Обіточна біля с. Новосільське, зр. 20/9, 20/10; $Mg\# = 0,76-0,77$; $TiO_2 = 0,42-0,43$ %; $Na_2O + K_2O = 1,60-1,64$ %; $Na_2O/K_2O = 5,3-5,6$). Породи характеризуються високим вмістом рідкісноземельних елементів - $\Sigma PЗЕ = 91,4-97,7$ ppm. Графік розподілу РЗЕ диференційований - $(La/Yb)_N = 9,8-11,3$ (рис. 1).

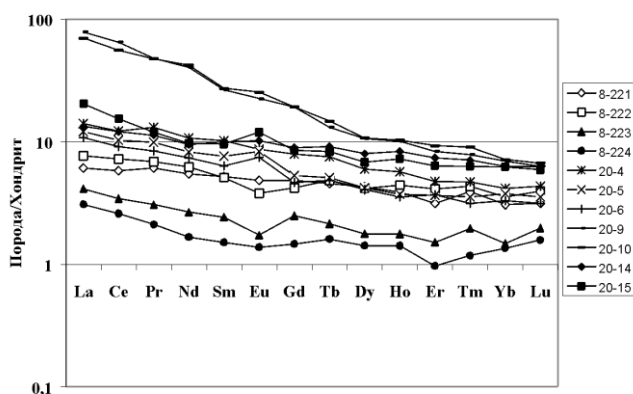


Рисунок 1 - Графіки розподілу РЗЕ для метаморфізованих ультрабазитів і базитів. Нормовано на хондрит [6].

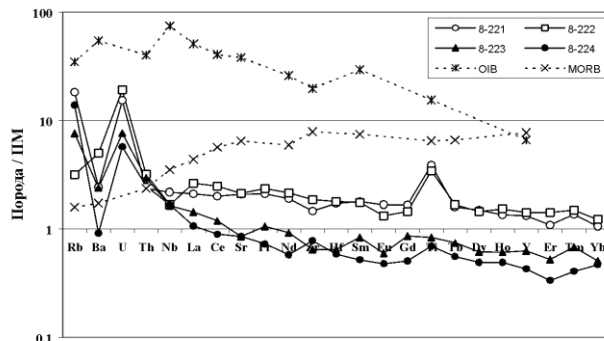


Рисунок 2 - Мультиелементні діаграми для метаморфізованих ультрабазитів і базитів. Нормовано на склад примітивної мантії [6].

Геохімія, генезис та вік січних жил сієнітів та монцонітів.

Інtruзія горнблендитів на ділянці балка Біла проривається сієнітами (зр. 20/3): $\text{SiO}_2 = 58,3 \%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12,98 \%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,52 \%$. Вони мають високий вміст Rb (284 ppm), Ba (1098 ppm), Sr (208,8 ppm) і високозарядних елементів ($\text{Y} = 4,77 \text{ ppm}$, $\text{Nb} = 1,53 \text{ ppm}$) та збагачені легкими РЗЕ - $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 18,7$ при $\text{Yb}_{\text{N}} = 4,8$ (рис. 3).

Інtruзія метасієнітів на Новосільській ділянці проривається монцонітами і кварцовими монцонітами (зр. 20/7, 20/8, 20/11). В них вміст натрію сильно переважає на вмістом калію - $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 10,6\text{--}28,1$; низький вміст Rb (8,58 ppm) і високий - Sr (549,54 ppm), Ba (728,03 ppm), а також таких високозарядних елементів, як Y (0,86 ppm), Nb (0,98 ppm). Монцоніти сильно збагачені легкими РЗЕ - $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 50,9$ (рис. 1). Виділяється позитивна європейська аномалія - $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2,47$.

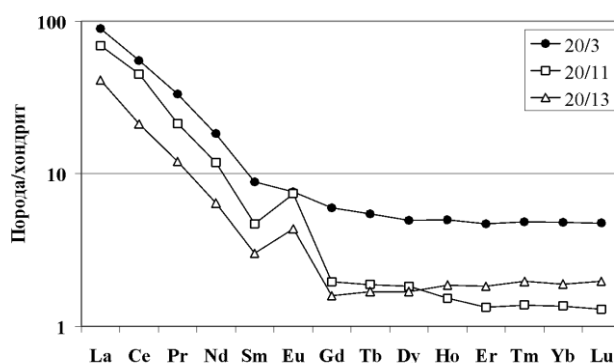


Рисунок 3 - Графіки розподілу РЗЕ для сієнітів (зр. 20/3) і монцонітів (зр. 20/11, 20/13), що проривають інtruзії ультрабазит-базитового складу. Нормовано на хондрит [6].

Метасієніти Камишувацької інtruзії прориваються жилами світло-сірих аплітовидних гранітів з великими агрегатами кварцу (зр. 20/13). З них виділено монацит, який представлений округлими прозорими і напівпрозорими зернами світло-жовтого кольору. Монофракція монациту була розділена на чотири фракції. U-Pb вік монациту складає - $2051,8 \pm 3,8$ млн років.

Висновки. Згідно з отриманими геохімічними і мінералогічними даними, жильні породи середнього та кислого складу, що проривають інtruзії ультрабазит-базитового складу на Салтичанському антиклінорії, мають коровий генезис. Циркон в них є реліктовим, а сингенетичний монацит був виявлений тільки у жилах, що проривають метасієніти Камишувацької інtruзії. За датуванням цього монациту визначено, що верхня вікова межа утворення інtruзій ультрабазит-базитового складу Салтичанського антиклінорію Приазовського мегаблоку складає - 2050 млн років. Перидотити і піроксеніти цих інtruзій могли утворитися з розплавів деплетованої верхньої мантії, які зазнали фракціонування у проміжних магматичних камерах. У найбільш магнеєвих ($\text{Mg\#} = 0,85\text{--}0,86$) перидотитах з інtruзії біля хутора Дахно вміст Ni (808-826 ppm) і Cr (1660-1720 ppm) нижче кларкового для ультраосновних порід. Формування інtruзій ультрабазит-базитового складу на

Приазовському мегаблоці пов'язано, ймовірно, з глобальної активізацією мантиї Землі біля 2050 млн років тому.

Література

1. Алексеева В.П. Изучение алмазоносности Украинской ССР с целью выделения наиболее перспективных районов для постановки поисково-опробовательских работ за 1960-1963 гг.
2. Геологічна карта та карта корисних копалин кристалічного фундаменту. – 1:200000, Центральноукраїнська серія. L-37-VII (Бердянськ). / Склад Б.В. Бородиня, під ред. Є.Б. Глеваського – К.: Держ. геол. служба України, 1998.
3. Кравченко Г. Л., Русаков Н.Ф. О Камышеватском массиве метаультрабазитов : (Западное Приазовье). Геохімія та рудоутворення. 2016. Вип. 37. С. 22-42.
4. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. К.: Изд-во АН УССР, 1960. 177 с.
5. Эйно О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. - Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1971. 184 с.
6. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D. & Norry M.J. Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.

УДК 552.43:550.42:550.93 (477)

ХРОНОСТРАТИГРАФІЯ ПРИАЗОВСЬКОГО БЛОКУ ТА ПИТАННЯ ГЕОДИНАМІКИ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Артеменко Г.В.¹, Шумлянський Л.В.², Беккер А.Ю.³

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, regulgeo@gmail.com

²Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia,
leonid.shumlyansky@curtin.edu.au

³Department of Earth and Planetary Sciences, University of California, Riverside, CA
92521, USA, andreyb@ucr.edu

CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE AZOV BLOCK AND ISSUES OF GEODYNAMICS (UKRAINIAN SHIELD)

Artemenko G.V.¹, Shumlyanskiy L.V.², Becker A.Yu.³

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, regulgeo@gmail.com

²Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences,
leonid.shumlyansky@curtin.edu.au

³Department of Earth and Planetary Sciences, University of California
andreyb@ucr.edu

According to new geochronological data for rocks and their mineral relics the Gadean, Archean and Paleoproterozoic eons take part in the structure of the Azov block. The history of the geological development of this block is not fully reflected in the accepted chronostratigraphic scale and requires clarification. According to geological data, the Archean rock associations of the Azov block were formed in a plume geodynamic regime.

Вступ. На Українському щиті породи ранньої кори Землі виявлені у Приазовському та Дністровсько-Бузькому районах. Особливістю Приазовського блоку є відносно слабкий метаморфізм архейських порід, що не перевищує епідот-амфіболітової і амфіболітової фацій.

Постановка проблеми. Загальноприйняте стратиграфічне розчленовування раннедокембрійських порід Приазовського блоку було запропоновано Усенко І.С. [13]. Пропозиції по вдосконаленню цієї схеми вносилися Берзеніним Б.З. [1], Бобровим Б.З. [2], Бородинею Б.В. [3], Єсипчуком К.Ю. [4], Ісаковим Л.В. [6], Кіктенко В.Ф. [7], Некрячем А.І. [9], Лисаком А.М. [8], Переверзєвим С.І. [10], Полуновським Р.М. [11], Роздорожним В.Ф. [12], Шпильчаком В.О. [6], Щербаком М.П. [14] та ін. дослідниками. Основні дискусії велися про вік центральноприазовської серії, обсяг світ і кореляції розрізів в різних структурах, склад та генезис метаморфічних порід західноприазовської серії.

Результати досліджень. Для пошуків слідів найдавніших порід Приазовського блоку дуже ефективним виявилось датування кластогенного циркону з палеопротерозойських метатеригенних порід, а також ксеногенного циркону з гранітоїдів корового генезису.

Гадей–еоархей. У палеопротерозойських гранітоїдах Гуляйпольського блоку велика кількість ксенолітів гнейсів, метапіроксенітів, амфіболітів та ін. порід. У протолочних пробах з цих гранітоїдів спостерігаються декілька різновидів ксеногенного циркону. Він був також виявлений у метаморфізованих андезитах і дацитах гуляйпольської світи. Ксеногенний циркон з метавулканітов гуляйпольської світи був продатований методом LA-ICP-MS та SIMS. За геохронологічними даними, були виділені популяції циркону віком 2800–3200, 3300–3600 3700–3800 і 3970 млн років (рис. 1а). Циркон віком 3970 млн років був знайдений також в корових гранітоїдах добропільського комплексу (св. 833). Таким чином в сіалічній корі Приазовського блоку присутні породи гадей-еоархейського віку.

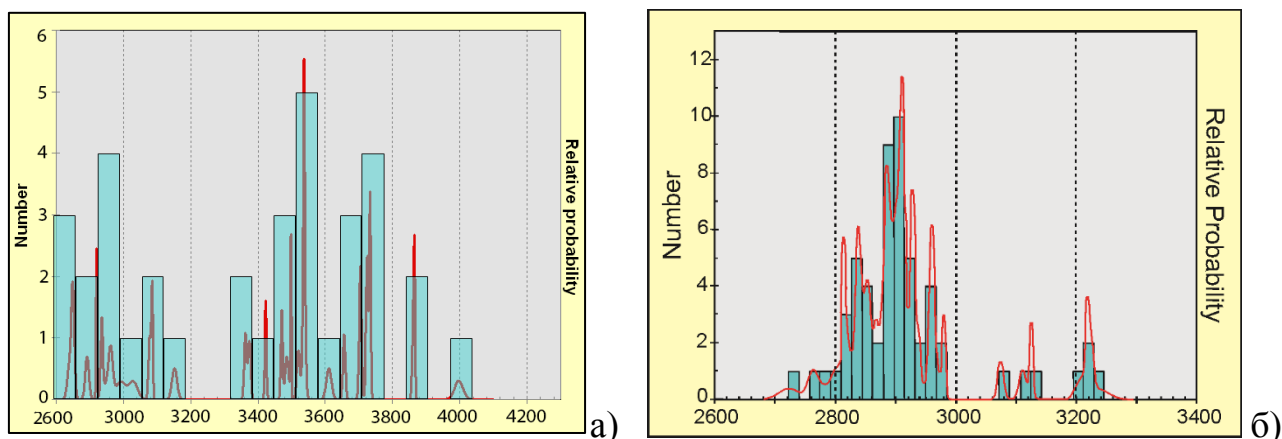


Рисунок 1 – Криві розподілу віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для: а) ксеногенного циркону з метадацитів гуляйпольської світи (проба 89–388); б) кластогенного циркону з слюдяних кварцитів темрюцької світи центральноприазовської серії (проба 5/18)

Пізній палеоархей (3,3 млрд років). Тоналіти пізньопалеоархейського віку виявлені в Білоцерківській структурі. Вона розділяє велику антиклінорну структуру Західного Приазов'я на дві частини – північну, яка включає Гуляйпільський і Ремівський блоки, і південну – Салтичанський антиклінорій. На Верхньотокмацькій ділянці цієї структури виявлені тоналіти віком 3297 ± 22 млн років. За геохімічними характеристиками вони відповідають ТТГ (тоналіт-тронд'єміт-гранодіоритові породи), які утворюються в умовах низького тиску. На Ланцівській ділянці цієї структури, на 30 км на схід від них, також виявлені тоналіти палеоархейського віку – 3299 ± 11 млн років, які утворилися в умовах середнього тиску.

«Кайінкулацька товща» (палеоархей–мезоархей). У палеопротерозої, архейські плагіогранітоїди Західного Приазов'я піддавалися інтенсивному дислокаційному метаморфізму. На багатьох ділянках вони перетворені на плагіогнейси, які віднесені до палеоархейської «кайінкулацької товщі» західноприазовської серії. Серед них на окремих ділянках спостерігаються останці метаморфічних порід невідомого віку – двопіроксенові і піроксенові кристалосланці і піроксен-магнетитові кварцити, амфіболіти та ін. За віком та складом серед гнейсів виділені сильно дислоковані мезоархейські (3,12–2,92 млрд років) і палеоархейські (3,3 млрд років) ТТГ. Ксеноліти метаморфічних порід серед них можуть бути останцями як мезоархейських, так і палеоархейських зеленокам'яних поясів.

Мезоархей. Мезоархей представлений осадово-вулканогенними породами добре вивчених зеленокам'яних структур (Косивцівської, Сорокинської, Берестівської і ін.) рифтогенного типу, які утворилися на пізньопалеоархейському протократоні та ТТГ шевченківського комплексу віком 3,12–2,92 млрд років.

Центральноприазовська серія. Нижня вікова межа формування осадових порід центральноприазовської серії визначена за датуванням кластогенного циркону з кварцитів темрюцької світи, відібраних на ділянці Кам'яногогільського залізорудного родовища (проба 5/18). За цими даними основним джерелом знесення для них були мезоархейські ТТГ (2,9–3,1 млрд років); в невеликій кількості в області знесення були архейські граніти віком 2,85–2,87 і 2,76–2,78 млрд років та останці більш давніх гранітоїдів (рис. 1б). Верхня вікова межа порід центральноприазовської серії визначається інтрузивним контактом з ними мікроклін-плагіоклазових гранітів віком 2,2 млрд років. Ізотопи стронцію і вуглецю карбонатів центральноприазовської серії дозволяють припустити, що вони формувалися між 2,32 і 2,22 млрд років тому [5, 15].

Висновки.

1. У будові Гуляйпольського блоку Західного Приазов'я беруть участь породи і їх мінеральні релікти гадей-еархейського (3970 млн років), еархейського (3700–3800 млн років), палеоархейського (3300–3600 млн років) і мезоархейського (2800–3200 млн років) віку. Ці дані дозволяють розглядати

Гуляйпольський блок як фрагмент архейської континентальної кори. Вона сформувалась, вірогідно, в умовах плюмової тектоніки.

2. На Західноприазовському блоці мають широке поширення верхньопалеоархейські (3,3 млрд років) ТТГ. Вони формувалися в різних РТ умовах – одні, ймовірно, під час плавлення потовщеної базитової кори в умовах низького тиску, а другі – при плавленні метабазитів в умовах середнього тиску.

3. Серед гнейсів «кайінкулацької товщі» розрізняються інтенсивно дислоковані породи мезоархейських (3,12–2,92 млрд років) і палеоархейських (3,3 млрд років) ТТГ. Ксеноліти метаморфічних порід в гнейсах «кайінкулацької товщі» можуть бути останцями як мезоархейських, так і, вірогідно, палеоархейських зеленокам'яних поясів.

4. Центральноприазовська серія, за U-Pb геохронологічними даними та ізотопії стронцію і вуглецю карбонатів, має палеопротерозойський вік. Мінімальний вік кластогенного циркону в кварцитів темрюцької світи 2,76–2,78 млрд років. Ізотопи стронцію і вуглецю карбонатів центральноприазовської серії дозволяють припустити, що вони утворилися у проміжку 2,32–2,22 млрд років тому. Високий ступінь метаморфізму порід центральноприазовської серії у Корсацькому і Мангуському синкліоріях пояснюється залученням Приазовського кратону до гранулітового метаморфізму, викликаного, ймовірно, приєднанням західної частини Українського щита і Волго-Сарматії до Приазовського кратону і Західній Африки, які сформували ядро майбутнього суперконтиненту Нуна.

Література

1. Берзенин Б.З., Билынская Я.П., Босая Н.И., Воронова С.Г., Ганоцкий В.И., Глевасский Е.Б., Гузенко Г.Ф., Дранник А.С., Есипчук К.Е., Киселев А.С., Ключков В.М., Пийяр Ю.К., Пилипенко В.И., Полуновский Р.М., Решетняк В.В., Скаржинская Т.А., Соловицкий В.Н., Щербак Н.П., Этингоф И.М. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1985. 168 с.
2. Бобров О.Б., Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю. та ін. Основні типи породних комплексів докембрію Українського щита // Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2004. № 1. С. 5–17.
3. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Центральноприазовська серія, аркуш L-37-VII (Бердянськ). Пояснювальна записка / Б. В. Бородиня, І. Л. Князькова, К. Ю. Єсипчук Київ: Державна геологічна служба, УкрДГРІ, 2004. 138 с.
4. Єсипчук К.Ю., Бобров О. Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М. В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка) / К.: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
5. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 316 с.
6. Ісаков Л.В., Шпильчак В.О. Проблемні питання стратиграфії і магматизму Західноприазовської мегаструктури. Мінеральні ресурси України, 2013, №2. С. 18-23.
7. Киктенко В.Ф. Геологическое строение и типы железистых кварцитов центральной части Орехово-Павлоградской структурно-фациальной зоны // Геохимия и рудообразование. 1976. Вып. 5. С. 40-47.
8. Лисак А.М., Пашенко В.Г., Стрекозов С.М., Бородиня Б.В. Основні риси докембрійської геологічної структури Приазовської грануліт-зеленокам'яної області Українського щита. Геодинаміка. 2004. № 1 (4). С. 32–39.

9. Некряч А.И., Берзенин Б.З. Стратиграфия докембрия Приазовья // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Тез. Докл. I Регион. Стратиграф. Сов. – Киев: Наук. Думка, 1983. С. 71-73.
10. Переверзев С.И. Новопавловская толща Приазовья: особенности состава и стратиграфического положения. Мінеральні ресурси України. 2004. С. 15-18.
11. Полуновский Р.М., Есипчук К.Е. Центральноприазовская серия. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Под ред. Щербака Н. П. - К.: Наук. думка, 1985. С. 79-89.
12. Раздорожный В.Ф., Васильченко В.В., Бородыня Б.В. Стратиграфия докембрия Бердянского листа (Юго-Западное Приазовье). Зб. статей наради «Геологія і магматизм докембрію Українського щита». К., 2000. С. 97-101.
13. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев : Изд-во АН УССР, 1960. 178 с.
14. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с
15. Kuznetsov A.B., Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Konstantinova G.V. Paleoproterozoic age of carbonates and trondhjemites of the Central Azov Group: Sr isotope chemostratigraphy and U–Pb geochronology. Doklady Earth Sciences. 2019. Vol. 484, Part 2. P. 142–145.

УДК 550.93

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК, ЗА ЦИРКОНОМ, ДОКЛЕСІВСЬКОЇ ПОРОДНОЇ АСОЦІАЦІЇ ОСНИЦЬКОГО БЛОКУ

Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна alek.vysotsky@gmail.com

U-Pb AGE, ACCORDING TO ZIRCON, OF THE DOKLESIV BREED ASSOCIATION OF THE OSNYTSK BLOCK

Vysotsky O.B., Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, alek.vysotsky@gmail.com

The U-Pb isotope system of the central parts of zircon crystals from plagiogranite, plagiomigmatite of the Sheremetivsky complex, gneiss and amphibolite of the Teterivsky series was analyzed by method La-ICP-MS. Zircon crystals of these rocks are quite small and are represented by several varieties, among which there are both crystals with nuclei and without nuclei. The age of plagiogranite corresponds to the age of 2157 ± 44 Ma, the age of plagiomigmatite 2540 ± 730 Ma, which allows these granitoids to be attributed to the Sheremetovsky complex.

Осницький блок розміщений у крайній північно-західній частині Волинського мегаблоку Українського щита. В структурному відношенні цей блок є складовою частиною Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу, представленого різними за складом і походженням ранньопротерозойськими магматичними переважно неметаморфізованими породами, які ділянками зазнали процесів регіонального метаморфізму на рівні

не вище епідот-амфіболітової фації та прослідковуються безперервно від району міст Рівне та Луцьк (на південному заході України) в північно-східному напрямку на відстань більше 600 км. Ширина даної структури в південно-західній частині становить 140–160 км, у північно-східній – до 120 км [1].

Доклесівська асоціація - представлена переважно гнейсами василівської світи тетерівської серії та гранітоїдами шереметівського комплексу [2], поширена досить обмежено. Окрім Будівської структури, яка добре виділяється в магнітному полі, вони зрідка зустрічаються на території блоку (переважно в районі с. Клесів, Томашгород, Осницьк) у вигляді дрібних ксенолітів, найчастіше серед гранітоїдів осницького комплексу.

Мета дослідження. З'ясувати час формування порід та протікання ендегенних геологічних процесів в доклесівський час.

Методом LA-ICP-MS, в Curtin University, м. Перт, Австралія, проаналізовано U-Pb ізотопну систему центральних ділянок кристалів циркону із плагіограніту, проба (ОС-13-В) якого була відібрана з керну свердловини 3001 інт. 45,3–48,0 м., плагіомігматиту (проба ОС-14-В свр. 3002 інт. 22,2–29,0 м.), гнейсу (проба ОС-12-В, свр. 3002 інт. 9,6–10,7 м) та амфіболіту (проба ОС-15-В свр. 3005 інт. 20,0–21,9 м).

Плагіограніт (проба ОС-13-В, свр. 3001, інт. 45,3–48,0) біотитовий зеленувато-сірий, світло-сірий, середньозернистий, масивний, ділянками порфіровидний, тріщинуватий, окварцований, сосюритизований. Складається з польового шпату (65–70 %), кварцу (15–20 %) і біотиту (10–15 %). Польовий шпат представлений зернами табличчастої форми розміром 1,0–3,0 мм, іноді округлої. Біотит темно-сірий до чорного, дрібнолускуватий, розміщений по породі нерівномірно і складає гнізда та витягнуті пластинки розміром до 0,4–0,7 мм і більше. Кварц світло-сірий, дрібнозернистий, прозорий, зерна неправильно-округлої форми розміром перші мм. По всій породі відмічається сульфідна мінералізація.

Кристали циркону коричневого та світло-коричневого забарвлення, напівпрозорі, складні, утворені різнорідними ядрами та декількома оболонками.

На діаграмі з конкордією (рис. 1, а) фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень, з незначними відхиленнями лягли на пряму, верхній перетин якої з конкордією відповідає віку 2157 ± 44 млн років, при цьому вік, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежить в межах 2396–2135 млн років, вміст урану варіює від 1708 до 145,9 ppm, торію 633–616,6 ppm.

Плагіомігматит (проба ОС-12-В, свр. 3002, інт. 22,2–29,0) біотитовий світло-сірий, середньозернистий, тріщинуватий. Складається з польового шпату (60–65 %), кварцу (25–30 %) і біотиту (до 5 %). Польовий шпат світло-сірий, сірий, складає основну масу породи і представлений різновеликими кристалами розміром до 4.0 мм, що мають округлу, іноді витягнуту форму, надаючи породі директивності. Кварц сірий, світло-сірий; зерна дрібні, візуально погано проглядаються. Біотит темно-сірий до чорного, відносно рівномірно розподілений по породі у вигляді лейст та скупчень, утворюючи лінійні

структури. З ним асоціюють поодинокі округлі зерна апатиту, циркону, рудного мінералу та лусочки графіту.

Більшість кристалів циркону від світло коричневих до коричневих, складні, серед яких присутні різномірні кристали з ядрами, не ясно зональні. Фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень, отримані для локальних ділянок кристалів циркону, лягли з досить значним розкидом і не піддаються інтерпретації в рамках моделі Аренса-Везеріла (рис. 1, b). Вік, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежить в межах 2561–2109 млн років, вміст урану коливається від 790 до 93,9 ppm, торію – 634–61,3 ppm.

Гнейс (проба ОС-14-В, свр. 3005, інт. 9,6-10,7) біотитовий, графіт-біотитовий темно-сірий до чорного, дрібно-тонкозернистий, масивний, тріщинуватий. Текстура гнейсувата, структура лепідогранобластова. Мін. склад (%): плагіоклаз – 35, біотит – 35, кварц – 25, епідот, серицит, хлорит, глиниста речовина, апатит, циркон, рудний. Акцесорні (apatит та циркон) присутні у вигляді поодиноких дрібних зерен в асоціації з біотитом.

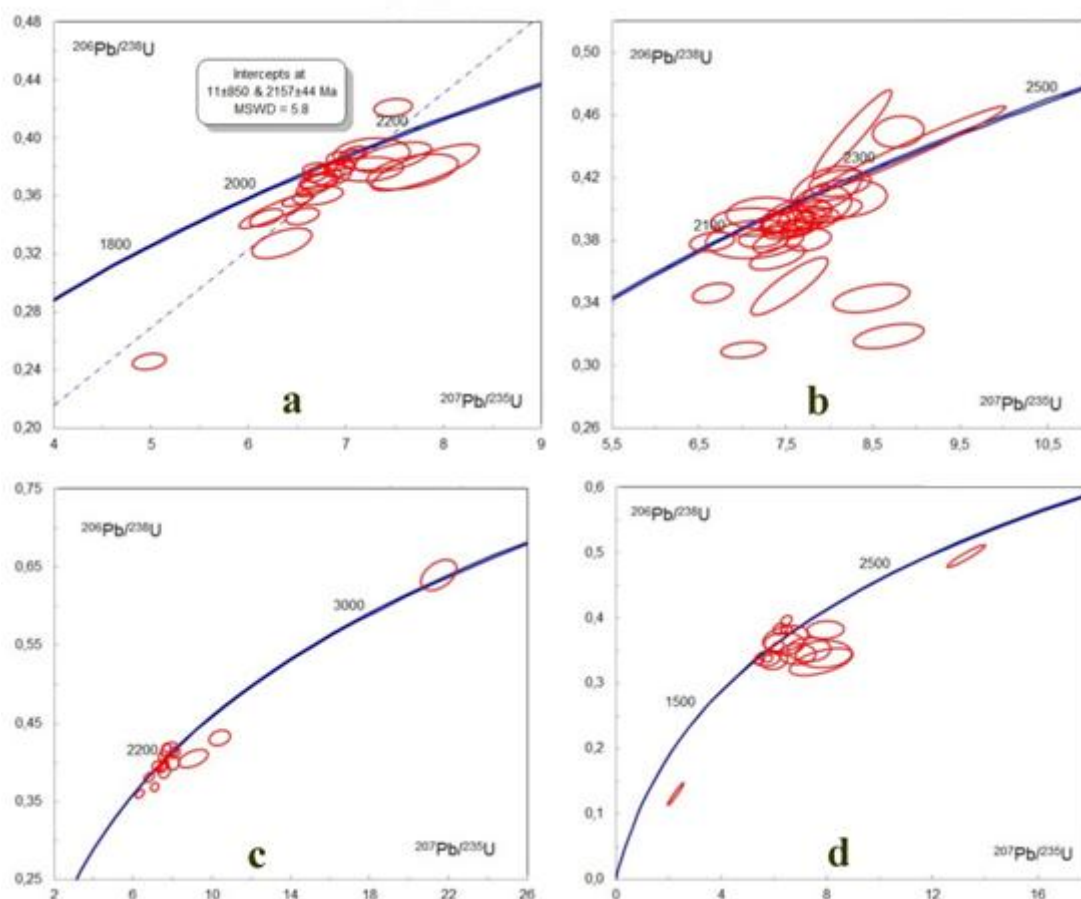


Рисунок 1 – U-Pb діаграма з конкордією для цирконів із: а – плагіограніту, проба ОС-13-В, б – плагіогнейсу, проба ОС-12-В, в – гнейсу, проба ОС-14-В та г – із амфіболіту, проба ОС-15-В.

Кристали циркону досить дрібні (0,02–0,05 мм.), представлені декількома різновидами, серед яких присутні як складні, утворені ядрами та оболонками,

так і без ядер. У більшості випадків циркони напівпрозорі, мають нечітку зональну будову.

Вміст урану в центральних ділянках кристалів варіює в межах 612–90,3 ppm, торію від 307 до 40,1 ppm. Вік, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, коливається від 3095 до 2062 млн років, при цьому із 16 проаналізованих кристалів у 13 із них фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень розміщуються майже на конкордії в інтервалі 2220–2060 млн років (рис. 1, с), близькі до віку циркону із плагіограніту (проба ОС-13В) і лише для трьох інших отримано значимо древніші значення віку (за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$): 3095, 2602 та 2479 млн років.

Амфіболіт (проба ОС-15-В, свр. 3005, інт. 20,0–21,9) темно-сірий до чорного, дрібнозернистий масивний, ділянками з директивною текстурою. Мікроструктура немато-лепідогранобластова. Складений коротко-призматичними зернами амфіболу (рогова обманка – 50 %), плагіоклазу – 35 %, лусочками біотиту (до 10%) і дрібними зернами кварцу (біля – 5 %). Акцесорні мінерали (апатит та циркон) і сульфіді представлені поодинокими округлими зернами. На окремих ділянках керну порода ініційована кварц-польовошпатовими прожилками сірого кольору потужністю до 1,0–2,0 мм.

Кристали циркону також дрібні та представлені декількома різновидами, серед яких присутні як кристали з ядрами так і без ядер. Кристали від напівпрозорих до коричнеуватих.

Фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень на діаграмі з конкордією (рис. 1, d) лежать з досить широким розкидом біля конкордії у інтервалі 1900–2200 млн років – 15 із 17 датувань, один аналіз, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ показав вік 2738 млн років, і ще один, з дискордантністю 43 %, ліг поблизу конкордії в області 1,1 млрд років. Для кристалів циркону амфіболіту є характерними найбільші варіації вмісту урану – від 2738 до 23,5 ppm та співставні з іншими коливання вмісту торію (660–14,2 ppm).

Висновки.

Вік плагіограніту за верхнім перетином конкордії відповідає віку 2157 ± 44 млн років, при цьому вік за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежить в межах 2396–2135 млн років, вік плагіомігматиту за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежить в межах 2561–2109 млн років, що дозволяє ці гранітоїди віднести до Шереметівського комплексу.

Вік гнейсу графіт-біотитового майже конкордантний, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежить в межах 2220–2060 млн років, вік амфіболіту, фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень на діаграмі з конкордією лежать з досить широким розкидом біля конкордії у інтервалі 1900–2200 млн років, що дозволяє віднести ці породи до василівської світи тетерівської серії.

Література

1. *Аксаментова Н. В.* Магматизм и палеогеодинамика ранне-протерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса: ИГН НАН Беларуси. Минск, 2002. 176 с.
2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). Київ: 2004. 30 с.

УДК 550.42:504

ОСНОВНІ ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ МІКРОЕЛЕМЕНТІВ У ҐРУНТАХ ПАРКОВИХ ЗОН М. КИЄВА

Вовк К.В., Стадник В.О., Лемеш Л.В.

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, vovkkaterina90@gmail.com

MAIN GEOCHEMICAL FEATURES OF MICROELEMENTS DISTRIBUTION IN SOILS OF KYIV PARK ZONES

Vovk K., Stadnyk V., Lemesh L.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, vovkkaterina90@gmail.com

The content of microelements in soils of Kyiv large park are investigated in this work. It was established that the highest contents of heavy metals were recorded in Holosiiv Park, the smallest – in Pushcha Vodytsya Park (except for zinc). The sorption capacity is the largest in the forest part of Holosiiv Park, which indicates the best buffering properties of these soils. Further monitoring of the ecological condition of park systems is needed.

Парки і лісопаркові зони відіграють важливу роль у житті міста. Вони є місцем відпочинку та оздоровлення населення, природними очищувачами повітря. Парки сприяють покращенню екологічної ситуації міста, поглинаючи небезпечні викиди. Також лісопаркові зони Києва є місцями, де майже повністю збережені природні біоєкоценози – ґрунти, рослинний та тваринний світ. Проте лісові угруповання Києва також піддаються техногенному впливу, в деяких місцях досить значному. Завдяки інтенсивній забудові і розширенню міста значна кількість промислових об'єктів та житлових комплексів розташувалися впритул до лісопаркових зон, інколи зменшуючи їх площу. Головним джерелом забруднення рекреаційних зон Києва на сьогодні виступає автотранспорт.

В даній роботі на вміст мікроелементів у ґрунтах досліджувалися великі лісопаркові зони на околицях м. Києва – Голосіївський ліс, Пуща-Водицький лісопарк, парк Дубки, Парк Партизанської Слави, а також Національний ботанічний сад імені М.М. Гришка НАН України.

Голосіївський ліс є частиною Голосіївського національного парку. Він знаходиться на межі двох ґрунтово-кліматичних зон – Полісся і Лісостепу. Рельєф яружно-балковий, спостерігаються підвищення різної висоти, схили,

перепади висот досягають 50 м, що спричинює зміни геохімічних режимів ландшафту: у верхніх частинах схилів елювіальний, у нижніх частинах – транселювіальний, в пониженнях рельєфу з мережею озер – супераквальний.

Наявні кліматичні умови сприяють підзолистому процесу, а рослинний покрив – дерновому, при цьому перший вважається основним, а другий – допоміжним [1]. У північній і центральній частині лісу зосереджені головним чином дерново-підзолисті ґрунти, у західній – сірі опідзолені, у південній та південно-східній – чорноземи. Формування перших відбувалось на льодовикових і водно-льодовикових відкладах переважно супіщаного і легкосуглинкового гранулометричного складу. Сірі та світло-сірі опідзолені ґрунти утворилися на лесах і лесоподібних суглинках легкосуглинкового гранулометричного складу.

Домінуючими у Голосіївському лісі є ландшафтно-геохімічні системи Н-Са класу, де ґрунти виявляють слабо кислу реакцію. Ландшафтно-геохімічні системи класу Н, Н-Fe трапляються в балках і западинах – ґрунти виявляють слабо лужну реакцію [2]. Ліси переважно дубово-грабові.

Національний ботанічний сад імені М.М. Гришка НАН України заснований в 1935 році. Займає площу 117 га, входить в природно-заповідний фонд України і є об'єктом комплексної охорони, відносячись до земель природного та історико-культурного значення. Ботанічний сад складається з різних ботаніко-географічних ділянок, що імітують природні рослинні угруповання, характерні для географічних регіонів та екосистем Євразії.

Розташування ботанічного саду у центральній частині Києва сприяє його забрудненню, особливо крайових частин, різного роду шкідливими речовинами, в тому числі важкими металами. Переважають ландшафти кислого та кислого-глеєвого типу. Ґрунти – дерново-підзолисті та дерново-оглеєні. Але природний ґрунтовий покрив значною мірою порушений внаслідок планування рослинних угруповань ботанічного саду.

Парк Партизанської Слави є регіонально-ландшафтним парком, що розташовується в Дарницькому районі м. Києва. Займає площу близько 112 га, основна частина якої малоокультурнена і представлена природним лісом. Значна територія (близько 32 %) зайнята рідколіссям сосни звичайної. Всього в парку нараховується 36 видів деревних рослин. Серед них переважає сосна, ростуть клен цукровий, робінія, псевдоакація, горобина звичайна, береза повисла, дуб червоний, дуб звичайний, липа серцевидна. Близько 9 га займають галявини. Луговий ландшафт представлений ділянками поблизу трьох озер. Тип геохімічного ландшафту супераквальний кислого класу. Ґрунти – дерново-підзолисті.

Пуща-Водицький лісопарк займає площу 360 га. Основні породи дерев, що проростають у лісопарку – сосна, ялина, дуб, також зустрічаються клен, береза, туя, катальпа, липа та ін. Він розташований на північно-західній околиці м. Києва. Тут знаходиться велика кількість санаторіїв, дитячих таборів та будинки відпочинку. Ландшафти кислого та кислого-глеєвого класу з дерново-підзолистими та дерново-оглеєними ґрунтами.

Дані по середньому вмісту важких металів та селену у ґрунтах досліджуваних лісопаркових зон представлений в табл. 1. Найбільші вмісти важких металів зафіксовані в Голосіївському парку. Ці території зараз інтенсивно забудовуються, навколо парку з'являються невеликі підприємства, що впливає на екологічний стан даної ділянки.

Найменші значення виявлені у Пуща-Водицькому лісопарку (окрім цинку, вміст якого становить 42 мг/кг). Парк «Дубки» відрізняється суттєвим підвищенням вмістом кадмію. Збільшення кількості важких металів у ґрунтах лісопаркових зон виявлено в місцях несанкціонованих смітників.

Таблиця 1 – Середній вміст важких металів у ґрунтах паркових зон м. Києва, мг/кг

Назва	Cu	Pb	Zn	Ni	V	Cr	Hg	Cd	Se
Парк Партизанської Слави	40	40	3	10	13	13	0,06	–	–
Голосіївський парк	50	43	30	25	40	40	0,03	0,06	0,18
Пуща-Водицький лісопарк	18	12	42	10	30	3	0,03	0,05	0,18
Національний ботанічний сад імені М.М. Гришка НАН України	20	12	44	12	20	15	0,07	0,06	0,17
Парк Дубки	40	30	–	5	20	10	0,06	0,24	–

Примітка. «–» – дані відсутні

Таблиця 2 – Фізико-хімічні умови ґрунтів лісопаркових зон [3]

Назва	H ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	СЄ	С _{орг}	pH _{вод}
	мг·екв/100 г						%	у.о.
Парк Партизанської слави	7,99	0,07	0,23	10,50	0,31	19,08	3,61	6,01
Голосіївський ліс	1,42	0,08	0,58	19,93	0,86	22,87	2,70	7,60
Пуща-Водицький лісопарк	8,51	0,1	0,3	16,22	0,31	25,44	2,28	6,82

Примітка. С_{орг} – вміст органічного вуглецю, pH_{вод} – кислотнo-лужна характеристика водної витяжки ґрунту

На розподіл важких металів значною мірою впливають фізико-хімічні умови ґрунтів (табл. 2). Досліджувані лісопаркові зони характеризуються головним чином слабо-кислими та нейтральними кислотнo-лужними умовами (pH 6–7,6), вміст органічної речовини коливається в межах 2,3–3,6 %. Такі умови сприяють зниженню рухомості більшості мікроелементів, хоча вміст гумусу досить низький. СЄ найбільша в лісовій частині Голосіївського парку, що вказує на кращі буферні властивості цих ґрунтів. Переважає обмінний кальцій (7,2–11,93 мг·екв/100 г), значною є також гідролітична кислотність (H⁺ 1,5–8 мг·екв/100 г). Перехід важких металів у розчин менш ймовірний у ґрунтах, колоїди яких насичені Ca²⁺. Такі колоїди краще агрегуються, відносно

механічно та гідростійкі. Найбільший вміст обмінного кальцію виявлений в ґрунтах Голосіївського лісу, що розвинуті на лесових суглинках.

Отже, паркові зони, не дивлячись на кращі буферні властивості порівняно з іншими функціональними зонами м. Києва, зазнають відчутного техногенного впливу, що виявляється у підвищенні вмісту у ґрунтах ряду важких металів. Необхідний подальший моніторинг екологічного стану паркових систем.

Література

1. *Нестеров Г. І.* Ґрунти Голосіївського лісу // Екологія Голосіївського лісу. К.: Фенікс, 2007. С. 141-147. *Сидоренко С. С.* Назва монографії. Місто: Видавництво, 2010. 90 с.
2. Екологічні проблеми Київських водойм і прилеглих територій / *Романенко О. В.* [та ін.]. К.: Наукова думка. 2015. 190 с.
3. *Вовк К.В.* Геохімія мікроелементів в об'єктах довкілля Київської агломерації. Автореф. дис...канд.геол.наук: 04.00.02. Київ, 2018.

УДК 550.4:552.53+550.4.08:553.2

ДОСВІД ПРАКТИЧНОГО ВИКОРИСТАННЯ УЛЬТРАМІКРОХІМІЧНОГО МЕТОДУ ДОСЛІДЖЕННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ РОЗСОЛІВ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ У ГАЛІТІ

Галамай А. Р., Сидор Д. В., Олійович-Гладка О. В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
Львів, Україна, galamaytolik@ukr.net

EXPERIENCE WITH THE RESEARCH OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF FLUID INCLUSIONS IN HALITE USING THE ULTRAMICROCHEMICAL METHOD

Galamay A. R., Sydor D. V., Oliyovych-Gladka O. V.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Lviv, Ukraine, galamaytolik@ukr.net

Fluid inclusions in halite are widely used in research to determine the conditions of sedimentation in salt basins and reconstruct the chemical composition of seawater during a specific geological period. The ultramicrochemical analysis (UMCA) method is one of the several methods that are used for the quantitative determination of the chemical composition of the primary fluid inclusions in halite. We have upgraded that technique, and that allowed us to reduce the analytical error rates of each component determination. The error rates were calculated in the study of natural sedimentary brines.

Методи дослідження хімічного складу розсолів флюїдних включень у галіті використовують для: визначення джерел солей древніх солеродних басейнів, характеристики умов седиментації і перекристалізації відкладів, розрахунку складу морської води, реконструкції фізико-хімічних процесів і подій Земної еволюції. Метод ультрамікрохімічного аналізу (УМХА) є одним з

перших з-поміж подібних методів. Він був розроблений у кінці 60-х років XX століття в ІГГІ НАН України групою дослідників на чолі з проф. О.Й.Петриченко [1]. Цей метод дозволяє визначати основні (K , SO_4 , Cl , Ca , Mg) компоненти в мікрооб'ємі (до $0,0003 \text{ мм}^3$) розсолу [7]. При створенні методу використана ідея кількісного визначення компонентів у розсолах за об'ємом осаду, одержаного у результаті реакції розсолу з відповідним реагентом [2]. Реакції проводяться у виготовлених капілярах, які представляють собою скляні трубки діаметром 200–250 мкм з конусоподібним закінченням. Діаметр вхідного отвору конуса (d_1) капіляра становить 4–9 мкм (Рис. 1). Час визначення одного компонента в розсолі (від екстракції розсолу до виміру осаду) становить менше 20 хвилин.

Похибка поодинокого визначення методом УМХА кожного із основних компонентів у розсолах є різною. Для K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} вона становить (у %): 23, 38, 38, 43, 21 відповідно. Задля її зменшення до 10–17% необхідно провести два-три паралельних аналізи. Всі маніпуляції УМХА проводяться під оптичним мікроскопом. Спочатку поверхня галіту розчиняється тонким струменем води над обраним флюїдним включенням. Відстань до включення має становити 10–20 мкм (Рис. 1 А (а)). Потім поверхня галіту висушується і ламається тонкою сталевую голкою. Безпосередньо після цього розсіл із включення екстрагується капіляром (Рис. 1 А (б)).

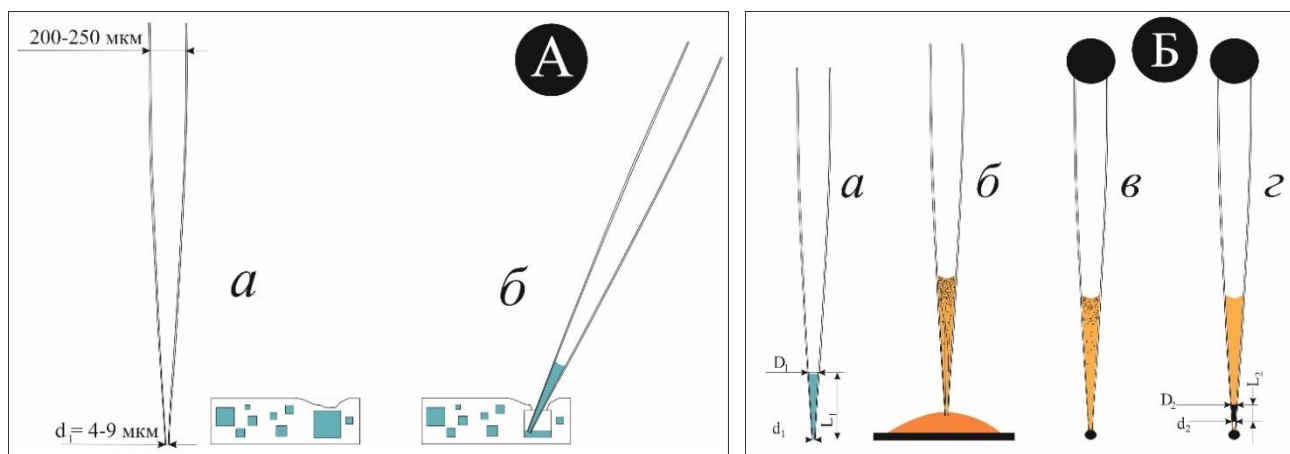


Рисунок 1 – Основні операції методу УМХА: А) а – розмив галіту над обраним включенням, б – екстракція розсолу скляним капіляром; Б) а – визначення об'єму розсолу, б – забір певного реактиву для осадження відповідного компонента, в – запаювання капіляра, г – визначення об'єму осаду

У залежності від діаметрів нижніх кінців капілярів, із флюїдного включення розміром 70–100 мкм можна екстрагувати розсіл у 1–3 капіляра. Після екстракції розсолу, спочатку визначається його об'єм (Рис. 1 Б (а)), далі у капіляр вводиться відповідний хімічний реактив (Рис. 1 Б (б)) і кінці капіляра запаюються (Рис. 1 Б (в)). Після 15 хвилинного обертання у центрифугі (8000 об/хв) визначається об'єм отриманого осаду (Рис. 1 Б (г)). Заключним кроком є порівняння об'єму отриманого осаду із об'ємом осаду стандартних розсолів.

За простотою використання, можливості аналізувати мікрооб'єми розсолів, гарною збіжністю результатів вимірювань, метод УМХА на даний момент є передовим серед інших методів (LA-ICP-MS, Cryo-SEM-EDS, ESEM-EDS, Extraction-IC) визначення хімічного складу розсолів включень. Істотним його недоліком є необхідність проводити паралельні аналізи для збільшення точності.

З моменту створення методу УМХА і аж до теперішнього часу його методика постійно вдосконалюється. Щоб мінімізувати хиби поодинокого визначення нами стандартизовані окремі операції УМХА. Помилки, які призводять до варіювання результатів аналізів, отриманих методом УМХА, виникають, насамперед, через недостатню точність визначення об'єму набраного у капіляр розсолу і неоднорідність осаду, що одержується у кожному окремому випадку. Стандартизувавши процес виготовлення капілярів і провівши удосконалення окремих операцій методу, ми домоглися зниження похибки поодинокого визначення більш ніж у два рази, що протестовано як на штучних розсолах з відомою концентрацією компонентів, так і на природних розсолах – при дослідженні первинних включень, розташованих чітко вздовж окремих зон придонних кристалів галіту, де склад і концентрація розсолів включень ідентичні. Зниження похибки поодинокого визначення до 10–16% дозволило зменшити кількість необхідних аналізів для повної характеристики вмісту компонентів у розсолах включень. Підвищення точності методу було досягнуто завдяки наступному:

- встановлено, що для кожного з досліджуваних компонентів необхідно використовувати капіляри різної стандартної форми з наперед визначеним діаметром вузького кінця капіляра. Це зменшує час вимірювання об'єму розсолу і мінімізує його випаровування;

- при низькому (<1 г/л) вмісті компонентів у розсолах доцільно використовувати капіляри з мінімальним діаметром вхідного отвору;

- встановлено, що для швидкого осадження компонента реагентом і, таким чином, отримання однорідного дрібнозернистого осаду, значення L_1 у капілярі з діаметром вхідного отвору близько 9 мкм не повинно перевищувати 2,5 мм, а у капілярі з діаметром вхідного отвору близько 4 мкм – 1,5 мм;

- з'ясовано, що шляхом переміщення розсолу у запаяному капілярі від вузького його кінця до широкого за допомогою розпеченої сталевий голки, досягається зрушення прилиплих частинок осаду зі стінок капіляра. У разі застосування такої додаткової операції перед центрифугуванням, після обертання капіляра у центрифугі отримується компактний осад для коректного підрахунку його об'єму.

Література

1. *Петриченко О. Й.* Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. К.: Наук. думка, 1973. 91 с.
2. *Коренман И. М.* Микрористаллоскопия. М.: Госхимиздат, 1955. 431 с.

**ГРАНІТОЇДИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ МАНГУСЬКОГО СИНКЛІНОРІЮ
ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УЩ**

***Довбиш Л.С.¹, Артеменко Г.В.¹, Степанюк Л.М.¹,
Бородиня Б.В.², Довбуш Т.І.¹***

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, regulgeo@gmail.com

²Казенне підприємство "Південукргеологія", м. Дніпро, Україна
boris.priazov@gmail.com

**GRANITOIDS OF THE WESTERN PART OF MANGUS SYNCLINORIUM
OF AZOV MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD**

***Dovbysh L.S.¹, Artemenko G.V.¹, Stepanyuk L.M.¹,
Borodinya B.V.², Dovbush T.I.¹***

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, regulgeo@gmail.com;

²State commercial enterprise "Pivdenukrgeologiya", Dnipro, Ukraine,
boris.priazov@gmail.com

The Intrusions of plagiogranitoids of the Zachativka-Fedorivka anticline of the Mangush synclinorium were formed in the Paleoproterozoic - 2.13-2.1 Ma ago. Tonalites of the Karatyuk massif, according to geochemical characteristics, correspond to TTG. They could be formed as a result of melting of basites in the subduction zone, or partial melting of the lower part of the thick crust as a result of underplating of basite melts with restite garnet and/or amphibole. Tonalites and granodiorites of small intrusions of the Zachativka-Fedorivka anticline, which differ from the plagiogranitoids of the Karatyuk massif on a much higher content of HFS elements (Y, Nb) and heavy REE, could be formed in crustal magmatic sources, in the restitic phase of which were probably clinopyroxene, amphibole, and plagioclase. Pegmatoid granites that break through the carbonate rocks of the Temryuk suite and these plagiogranitoids were formed 2051.3 ± 5.8 million years ago. They are characterized by a very low REE content and high lead content - Pb (22.1 -28.1 ppm).

Вступ. У Мангуському синклінорії гранітоїди поширені в антиклінальних структурах, серед яких зустрічаються останці порід західноприазовської серії. До найбільшої з них належить Зачатівсько-Федорівська антикліналь, яка розташована в межах західного крила Мангуського синклінорію [3]. Серед гранітоїдів цієї антикліналі є як плагіограніти, так і калієві та калієво-натрієві граніти. Плагіограніти Каратюцького масиву раніше розглядалися як архейські [4]. Пізніше було визначено їхній палеопротерозойський вік - (2,13 ± 0,04 млрд років) [1]. Субзгідні тіла і невеликі інтрузії тоналітів і гранодіоритів серед амфіболітів і основних кристалосланців цієї структури теж мають палеопротерозойський вік - 2,1 млрд років [1]. Вік інтрузій гранодіоритів в південно-західній частині Зачатівсько-Федорівської структури (урочище Гуржій та біля с. Калайтанівка) було визначено за титанітом - 2024 млн років (температура закриття ізотопної системи у титаніті значно нижча, ніж у цирконі) [3]. У даній роботі наводяться результати геохронологічних

досліджень жил пегматоїдних гранітів та пегматитів, що проривають карбонатні породи темрюцької світи центральноприазовської серії і плагіогранітоїди цієї структури та результати геохімічних досліджень основних типів гранітоїдів.

Геохімія, генезис та вік гранітоїдів. За польовими спостереженнями плагіогранітоїди Зачатівсько-Федорівської антикліналі Мангуського синклінорію мають смугасту текстуру і, таким чином, вони утворилися до процесів колізії. Калієві і калієво-натрієві граніти, що проривають ці плагіогранітоїди, що не мають ознак деформацій, є постколізійними.

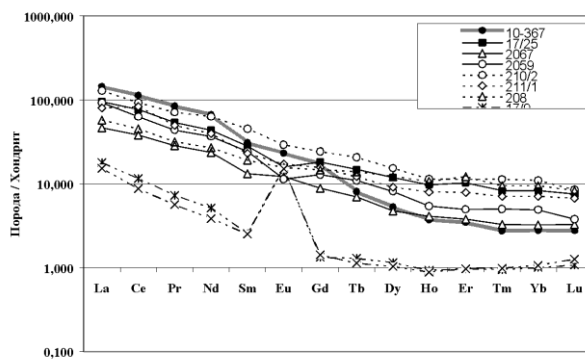
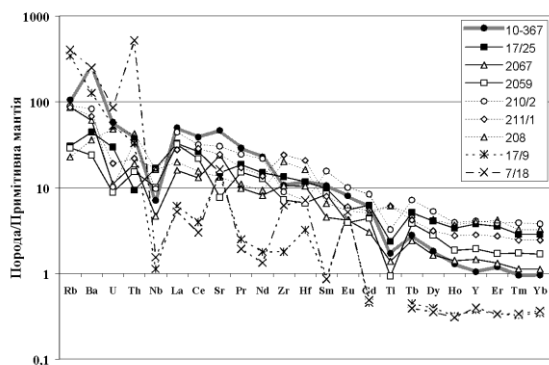


Рисунок 1 - Мультиелементні діаграми для гранітоїдів західної частини Мангуського синклінорію. Нормовано на склад примітивної мантиї.

Рисунок 2 - Графіки розподілу РЗЕ для гранітоїдів західної частини Мангуського синклінорію. Нормовано на склад хондриту C1.

Каратюцький масив. Тоналіти каратюцького масиву (проба 2067) є високомагнієвими ($Mg\# = 52$). В них невеликий вміст Rb (54,6 ppm) і високий - Sr (502 ppm) ($Rb/Sr = 0,11$). Невеликий вміст високозарядних елементів - Y (6,6 ppm), Nb (3,3 ppm), Yb (0,55 ppm). Високе співвідношення Sr/Y (76,1) і Nb/Ta (15). На мультиелементній діаграмі виділяються негативні аномалії Nb, Ti і позитивні Sr, та Eu (рис. 1). Графік розподілу РЗЕ диференційований - $(La/Yb)_N = 14,2$; $Yb_N = 3,2$ з позитивною європейською аномалією - $Eu/Eu^* = 1,13$ (рис. 2). Їх розплави міг утворитися в магматичному джерелі в рівновазі з реліктом, що містив гранат і/або рогову обманку. На діаграмах $Y-Sr/Y$ та $Yb_N - (La/Yb)_N$ точки тоналітів каратюцького масиву потрапляють у поле адакитів.

Інтрузії плагіогранітоїдів у метабазитах верхньотокмацької товщі.

Гранодіорити (проба 210/2) є високомагнієвими ($Mg\# = 47$). В них невеликий вміст Rb (57,09 ppm) і високий - Sr (640,5 ppm) ($Rb/Sr = 0,09$). Підвищений вміст високозарядних - Y (18,59 ppm), Nb (6,901 ppm) і Yb (1,857 ppm) та перехідних елементів - Ni (42,28 ppm) і Cr (68,71 ppm). На спайдер-діаграмі виділяються негативні аномалії Nb і Ti (рис. 1). Графік розподілу РЗЕ диференційований - $(La/Yb)_N = 11,8$; $Yb_N = 10,9$ (рис. 2) з невеликою негативною європейською аномалією - $Eu/Eu^* = 0,88$. Розплав гранодіоритів міг утворитися у коровому магматичному джерелі.

Тоналіти (проба 211/2) є високомагнієвими ($Mg\# = 47$). В них невеликий вміст Rb (54,8 ppm) і високий Sr (515 ppm) ($Rb/Sr = 0,11$). Підвищений вміст Ni

(33,9 ppm) і Cr (34,1 ppm). Високий вміст високозарядних елементів - Y (12,8 ppm), Nb (11,9 ppm), Yb (1,2 ppm). На спайдер-діаграмі виділяється невелика негативна аномалія Nb і позитивна - Ti (рис. 2). Графік розподілу РЗЕ диференційований - $(La/Yb)_N=11,3$; $Yb_N=7,06$ (рис. 2). За геохімічними даними розплав тоналітів міг утворитися у коровому магматичному джерелі.

Пегматоїдні граніти і пегматити (проби 20/16 та 17/9 відповідно) проривають кальцифіри темрюцької світи центральноприазовської серії. За хімічним складом вони відповідають сублужним гранітам калієвої серії. В них високий вміст - Rb (219-256 ppm) і Sr (292-346 ppm) ($Rb/Sr = 0,73-0,75$). На спайдер-діаграмі виділяються негативні аномалії Nb, Ti і позитивні - Sr і Eu (рис. 1). Вміст РЗЕ дуже низький - $\Sigma РЗЕ=13,52-16,62$ ppm. Виділяється негативна європієва аномалія - $Eu/Eu^*=0,80-0,85$. У цих гранітах підвищений вміст Pb (22,6-28,1 ppm).

U-Pb ізохронний вік пегматоїдних гранітів (проба 20/16) був визначений за монацитом - $2051,3 \pm 5,8$ Ма. Монацит має високий вміст урану і свинцю.

Висновки і обговорення результатів. Інтрузії плагіогранітоїдів Зачатівсько-Федорівської антикліналі Мангуського синклінорія мають палеопротерозойський вік - 2,13-2,1 млрд років. Тоналіти Каратюцького масиву, за геохімічними характеристиками близькі до ТТГ. Вони могли утворитися в результаті плавлення базитів у зоні субдукції, або часткового плавлення нижньої частини потужної кори в результаті андерплейтінга базитових розплавів з гранатом і/або амфіболом у реститовій фазі. Вони близькі за складом до архейських тоналітів, що відслонюються у гирлі р. Берестової. Тоналіти та гранодіорити невеликих інтрузій Зачатівсько-Федорівської структури, що відрізняються від плагіогранітоїдів Каратюцького масиву значно більшим вмістом високозарядних елементів (Y, Nb) і важких РЗЕ, могли утворитися у корових магматичних джерелах, в реститовій фазі яких були, ймовірно, клінопіроксен, амфібол і плагіоклаз. Пегматоїдні граніти, що проривають карбонатні породи темрюцької світи та плагіогранітоїди, мають вік $2051,3 \pm 5,8$ млн років. Вони характеризуються дуже низьким вмістом РЗЕ і підвищеним вмістом свинцю - Pb (22,1 -28,1 ppm).

Література

1. Артеменко Г.В., Бородыня Б.В., Швайка И.А. Геохимические особенности и генезис палеопротерозойских плагиогранитоидов Центрального Приазовья (Украинский щит) // Мінерал. журн. 2016. 38, №1. С. 73-83.
2. Артеменко Г.В., Бородыня Б.В., Довбыш Л.С., Довбуш Т.И. Палеопротерозойский возраст плагиогранитоидов Зачатьевско-Федоровской антиклинали в Мангушском синклинории (Центрально Приазовье), Украинский щит // Збірник праць всеукраїнської конференції «Від мінералогії і геогнозії до геохімії, петрології, геології та геофізики: фундаментальні і прикладні тренди ХХІ століття» (MinGeoIntegration ХХІ), 23-25 вересня 2020 року.- С. 12-17.
3. Бородыня Б.В., Князькова І.Л., Єсипчук К.Ю. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. L-37-VII (Бердянськ) - К., 2004.
4. Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б.Щербаков, К.Е.Есипчук, В.И.Орса и др. Киев: Наук. думка, 1984.192 с.

ГРАНІТОЇДНИЙ МАГМАТИЗМ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Висоцький О.Б., Ковтун О.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, stepaniuk@nas.gov.ua

GRANITOID MAGMATISM OF THE INGUL MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Dovbush T.I., Stepanyuk L.M., Konoval N.M., Visotsky O.B., Kovtun O.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

In the Ingulets megablock of the Ukrainian Shield, granites form a number of large massifs - Novoukrainska, Kirovograd, Dolynska, Voznesensky, Chyhyrsky, etc., and small, mostly conformal, bodies among the supercrustal formations of the Ingulo-Ingulets series. A review of uranium-lead isotope dates of monazites from granites of the Ingul megablock is performed. It was found that the uranium-lead age of zircons (2.06 Ga) from granites of the Kirovograd massif is more than 20 million years older than the age of monazites (2.03Ga). It is assumed that the Kirovograd massif is a multiphase intrusion.

В Інгулецькому мегаблоці Українського щита граніти складають як ряд крупних масивів – Новоукраїнський, Кіровоградський, Долинський, Вознесенський, Чигиринський та ін., так і невеликі, переважно конформні, тіла серед суперкrustальних утворень інгуло-інгулецької серії. Граніти мегаблоку розчленовані на два комплекси – новоукраїнський та кіровоградський [1, 3].

До новоукраїнського комплексу віднесені магматити великого Новоукраїнського масиву (близько 3,5 тис. км²) і розташованих поруч дрібніших масивів (Верблюзький, Боковянський і ін.), які поєднують дуже широкий спектр порід, що утворилися протягом декількох інтрузивних фаз: габронорити, норити, монцодіорити, кварцові монцоніти і монцодіорити, кварцові сієніти, граніти біотитові, гранат-біотитові та ін.

Серед кіровоградських гранітів розрізняють два головних петротипи: 1) сірі та рожево-сірі порфірові біотитові, гранат-біотитові та роговообманково-біотитові граніти «кіровоградського типу» та 2) рівномірнозернисті граніти так званого «житомирського типу», які мають схожий склад і часто поступові контакти з порфіровими гранітами. Поширеними є жильні утворення, насамперед апліти й апліт-пегматоїдні граніти, які подекуди складають цілі поля, нерідко є домінуючим петротипом в невеликих масивах (антиклінальних підняттях), наприклад Криничувацький, Лисогірський та ряд ін.

Час формування порід Новоукраїнського масиву: габромонцоніту (перша фаза) – 2037±1 млн. років, гранат-біотитового трахітоїдного граніту (друга фаза) – 2036,7 млн. років, а жильного тіла сублужного граніту (третя фаза) – 2035±1 млн. років [4]. Граніти Верблюзького масиву сформувалися:

порфіроподібні - 2041 ± 1 млн. років тому, аплітоподібні - 2043 ± 2 млн. років тому [13].

Ізотопний вік кіровоградських гранітів визначений уран-свинцевим ізотопним методом за цирконом лежить в межах 2065-2020 млн. років [11, 12]. Значно вужчий віковий інтервал формування цих гранітів отримано цим же методом за монацитом – 2045-2020 млн. років, а саме:

- Порфіроподібний граніт Долинського масиву - 2022 ± 2 млн. років [7].
- Порфіроподібний граніт Вознесенського масиву - 2034 ± 7 млн. років [8].
- Порфіроподібний граніт Чигиринського масиву - 2040 ± 1 млн. років [10].
- Неяснопорфіроподібні граніти березівського типу - 2040 ± 2 млн. років [6].
- Порфіроподібні граніти Липнязького масиву - 2030 ± 3 млн. років [14].
- Пегматоїдні граніти Липнязького масиву - 2026 ± 3 млн. років [14].
- Граніт Табурищенського масиву - 2033 ± 1 млн. років [14].
- Пегматоїдний граніт Табурищенського масиву - 2031 ± 1 млн. років [14].
- Граніт Павлівського масиву - 2039 ± 1 млн. років [13].
- Граніт Лисогірського масиву – 2029 ± 3 млн. років, [5].
- Граніт Криничувацького масиву - 2040 ± 2 млн. років [13].
- Граніт Звенигородсько-Олександрівського масиву - 2042 ± 4 млн. років [13].
- Граніти дрібних тіл Новоолександрівської ділянки - порфіроподібний - 2043 ± 2 млн. років; різнозернистий - 2041 ± 3 млн. років; апліто-пегматоїдний - 2030 ± 1 млн. років [13, Тези].
- Граніти дрібних тіл Новгородківського кар'єру: порфіроподібний - 2040 ± 3 млн. років; середньо-крупнозернистий - 2035 ± 1 млн. років; крупно-середньозернистий - 2029 ± 6 млн. років. [9]

Вік гранітів Кіровоградського масиву уран-свинцевим ізотопним методом за монацитом дотепер не визначався. Ми датували монацити та циркони із порфіроподібного біотитового гранатвмісного граніту (проба KB-5-1, колекція К.Ю.Єсипчука), розкритого Соколівським кар'єром, що знаходиться в південно-західному передмісті (Соколівське) м. Кропивницький.

Таблиця 1 - Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монациті із граніту, проба KB-5-1, м. Кропивницький, Соколівський кар'єр.

Фракція монациту	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	5677	9648	3720	7,7483	0,25292	0,38403	6,6520	2095	2066	2037,6	-2,8
2	6502	10860	3970	7,7712	0,25624	0,38143	6,5987	2083	2059	2035,4	-2,3
3	6207	10174	4230	7,7761	0,26421	0,38341	6,6394	2092	2065	2037,2	-2,7
4	7229	11543	9040	7,8889	0,26433	0,37450	6,4763	2051	2043	2034,7	-0,8

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років. 1-4 –мультизернові наважки розмірних фракцій сірувато-жовтих та коричнювато-жовтих напівпрозорих, переважно дископодібних, кристалів монациту, отриманих скочуванням по нахилений площині.

За результатами датування мультизернових наважок монациту (табл.1) отримано вік $2033,7 \pm 2,9$ млн. років, що значимо менше за вік цирконів [11, 12]. Зважаючи, що циркони та монацити із граніту, поширеного в Соколівському

кар'єрі, мають близький вік (за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, див. табл. 1, 2), можна припустити, що Кіровоградський масив, як і Новоукраїнський та деякі масиви гранітів житомирського комплексу Волинського мегаблоку, є багатofазними і Соколівським кар'єром розкрита пізніша фаза гранітів.

Таблиця 2 - Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в коричневих кристалах циркону із порфіроподібного граніту, проба КВ-5-1, Соколівський кар'єр, м. Кропивницький.

Фракція циркону	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
+0.05	1362	414,6	2639	7,7393	16,250	0,29555	5,0657	1669	1830	2019,0	17,3
+0.07	920,8	270,3	2060	7,6225	14,346	0,28214	4,8581	1602	1795	2027,1	21,0

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років.

Література

1. Гранитоидные формации Украинского щита. / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. и др. - К.: Наук. думка, 1984. - 192 с.
2. Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Курило С.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б., Котвіцька І.М. Тривалість гранітоїдного магматизму, на прикладі гранітів Інгульського мегаблоку Українського щита. Матеріали конференції. 2021
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – Київ, УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
4. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М., Довбуш Т.І., Бондаренко В.К. Кристалогенезис і вік циркону та монациту в породах Новоукраїнського масиву // Збірник наукових праць УкрДГРІ. №1, 2004. С. 64-72.
5. Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бондаренко С.М., Сьомка В.О. і ін. Уран-свинцева геохронологія порід калій-уранової формації Інгульського мегаблоку Українського щита // Мінерал. журн. – 2012 – 34, №3. – С.55-63.
6. Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Іванов Б.Н., Довбуш Т.І., Курило С.І., Сьомка В.О., Шестопалова О.Є. Геохронологія Ватутінського уранового родовища (Інгульський мегаблок Українського щита) // Геохімія та рудоутворення, 2014, вип.34. С.18-25.
7. Степанюк Л.М., Курило С.І. Довбуш Т.І. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Долинського масиву Інгульського мегаблоку Українського щита. Вісник НАН України, 2015, № 10. - С.46-49.
8. Степанюк Л.М., Сьомка В.О., Курило С.І., Бондаренко С.М., Довбуш Т.І. Уран-свинцевий ізотопний вік гранітів Вознесенського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). Доповіді НАН України. №8, 2016. - С. 79–84.
9. Степанюк Л.М., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Коваленко О.О., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Особливості U-Pb ізотопних систем цирконів і монацитів асоціації граніт – «ксеноліт»: петрологічні та геологічні наслідки. Мінерал. журн. 2017. 39, №1. – С.63-74.
10. Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Висоцький О.Б., Довбуш Т.І., Білан О.В. Уран-свинцевий вік гранітів Чигиринського масиву. Геохімія та рудоутворення. 2020. С. 77-82.
11. Шумлянський Л.В., Петренко О.В. Палеопротерозойський гранітоїдний магматизм Інгульського району Українського щита. Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.– № 1 (33).– 2015 . С.80-87.
12. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008.– 240 с.
13. Stepanyuk L.M., Kurylo S.I., Dovbush T.I., Grinchenko O.V., Syomka V.O., Bondarenko S.M., Shumlyansky L.V. Geochronology of granitoids of the eastern part of the inhum terrain (the Ukrainian shield). Геохімія та рудоутворення. 2017. Вип. 38 – С.3-13.

14. *Stepanjuk L.M., Hrinchenko O.V., Siomka V.O., Bondarenko S.M., Kurylo, S.I., Dovbush T.I.* (2018) Geochronology of granitoides of Ingul megablock as to their their lithium content. *Visnyk KNU, Geology* – V. 82 (3) – p.23-28.

УДК.550.93

**ТРИВАЛІСТЬ ГРАНІТОЇДНОГО МАГМАТИЗМУ НА ПРИКЛАДІ
ГРАНІТІВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**
*Довбуш Т.І., Степанюк Л.М., Курило С.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б.
Котвіцька І.М.*

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна

**DURATION OF GRANITOID MAGMATISM ON THE EXAMPLE OF
GRANITES OF THE INGUL MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD**
*Dovbush T.I., Stepanyuk L.M., Kurylo S.I., Kovtun O.V., Visotsky O.B.,
Kotvitska I.M.*

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

In the right bank of the river valley north of Novooleksandrivka there are almost continuous rock outcrops of porphyry-like, mostly coarse-grained garnet-biotite granites, which are cut by veins of aplite-pegmatoid and pegmatoid granites. The age of the first two, more coarse-grained granite varieties, is 2043.2 ± 2.6 and 2041 ± 2.3 million years, respectively. Significantly younger are the monocytes from the vein of aplite-pegmatoid granite - 2030 ± 0.3 million years. It is concluded that the granitoids of the Novooleksandrivka area were formed about 10 million years ago.

В районі с. Новоолександрівка долиною р. Боковенька перетинається потужна смуга метаморфічних порід інгуло-інгулецької серії з численними дрібними тілами гранітоїдів кіровоградського комплексу. Однією із площ, складених гранітоїдами, є відслонення в правому борту долини річки північніше с. Новоолександрівка, де спостерігаються майже суцільні скельні виходи порфіроподібних, переважно крупнозернистих гранат-біотитових гранітів, які січуться жилами апліто-пегматоїдних та пегматоїдних гранітів. Потужність жил варіює від декількох десятків сантиметрів до декількох метрів. На північному краю відслонення зростає роль апліто-пегматоїдних гранітів.

Вік визначали класичним уран-свинцевим ізотопним методом за акцесорним монацитом: 1) граніт порфіроподібний крупнозернистий (проба 13/15), відібраний із скельного виходу в середній частині відслонення; 2) граніт середньо-нерівномірностернистий (проба 12/15), складає пластовидне тіло, потужністю біля 1,5 метри серед порфіроподібних гранітів, з нечіткими переходами; 3) граніт апліто-пегматоїдний, проба 14/15, жила потужністю біля 1,0 метра на північному краї відслонення.

Граніт порфіроподібний (проба 13/15). Порода рожево-сірого кольору, трахітоїдної текстури та порфіроподібної структури. Мікроструктура загальної маси рівномірно-, крупно-середньозерниста з середнім розміром зерен 1,2-4 мм. Інколи спостерігаються окремі зерна плагіоклазів розміром 0,1-0,5 мм. Ідіоморфний плагіоклаз, зрідка ідіоморфний кварц обумовлюють гіпідіоморфнозернисту структуру.

Вік монациту, за верхнім перетином конкордії лінією регресії складає $2043,2 \pm 2.6$ (рис.2а) млн. років та -6 ± 112 млн. років за нижнім, $СКЗВ=3,9$. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $2043,2 \pm 2.0$ млн. років.

Граніт нерівномірнозерний (проба 12/15). Граніт світло-рожевий біотит-гранатвмісний. Крупні зерна мікрокліну нерідко утворюють скупчення, зумовлюючи елементи плямистої текстури. Структура неоднорідна, обумовлена крупними табличками мікрокліну, розміром 4-7 до 10 мм, які часто утворюють скупчення та виповнюють від 25 до 40 % об'єму породи. Між зернами мікрокліну розміщені дрібніші зерна загальної маси, розміри зерен в яких досягають лише 1,7-2,0 мм.

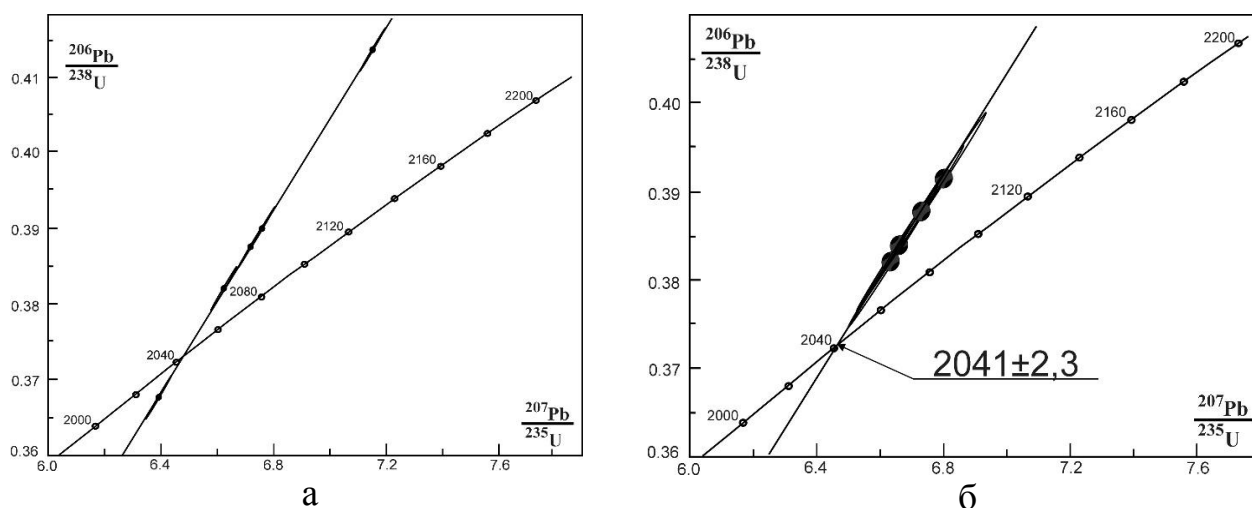


Рисунок 1 - Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із: а - порфіроподібного граніту, проба 13/15; б – нерівномірнозернистого граніту, проба 12/15

Вік монациту, за верхнім перетином конкордії лінією регресії складає $2046 \pm 4,6$ млн. років та -366 ± 377 млн. років за нижнім, $СКЗВ = 0,16$. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $2041 \pm 2,3$ млн. років (рис. 1 б), яке ми, зважаючи на незначну дискордантність (від -2,2 до -4,3%), приймаємо за вік монациту та граніту, що його вміщує.

Граніт апліто-пегматоїдний біотитовий (проба 14/15) має світло-рожеве забарвлення. Порода масивна, з елементами гнейсоподібної текстури, обумовленої орієнтованими в одному напрямку видовженими зернами кварцу. Структура породи неоднорідна, обумовлена більш крупними табличками мікрокліну, розміром до 3-4 мм, які подекуди утворюють скупчення та виповнюють до 60 % об'єму породи. Між зернами мікрокліну розміщені дрібніші зерна кварцу, плагіоклазу та біотиту, розміри зерен яких досягають

лише 1,0-1,5 мм. Більшість зерен польових шпатів не проявляють ідіоморфних обрисів, однак кварц, переважно включений в мікроклін, часто має вигляд чітких шестигранників.

Вік монацитів за верхнім перетином конкордії дискордією складає 2022 ± 26 млн. років та 328 ± 704 млн. років – за нижнім. Зважаючи на незначну розтяжку фігуративних точок свинець-уранових ізотопних відношень на діаграмі з конкордією та порівняно невелику дискордантність (від -3,6 до 4,2%), за вік монациту, а отже і за час становлення граніту, приймаємо середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, рівне $2030,0 \pm 0,3$ млн. років (рис. 2).

Отже для двох із трьох різновидів гранітів, поширених в скельних виходах правого борту р. Боковенька отримано практично однаковий вік, в межах похибки. Вік для двох перших, більш крупнозернистих відмін (проби 13/15 та 12/15) складає $2043,2 \pm 2,6$ млн. років та $2041 \pm 2,3$ млн. років, відповідно. Значимо менший вік мають монацити із жили апліто-пегматоїдного граніту (проба 14/15) – $2030 \pm 0,3$ млн. років.

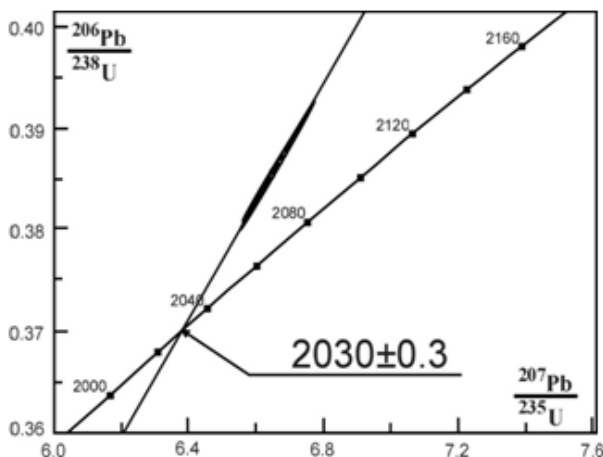


Рисунок 2 - Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із апліто-пегматоїдного граніту.

Окрім зменшення розміру польових шпатів в ряду досліджених гранітів (13/15, 12/15 і 14/15) та значиме відставання в часі формування останнього, спостерігається поступове незначне зменшення кількості SiO_2 за суттєвого зростання K_2O (табл. 1), коефіцієнт зворотної кореляції складає 0,98 та досить значного зниження вмісту CaO від 2,04 % до 0,97 %, та вмісту MgO від 1,14 % до 0,82 % (див. табл. 1), що вірогідно є наслідком кристалізаційної диференціації гранітного розплаву.

Таблиця 1 - Хімічний (мас.%) склад гранітів та ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах.

Польовий №	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
13/15	73,14	0,33	12,44	0,15	2,57	0,02	1,14	2,04	2,97	3,96	$0,07370 \pm 0,0002$
12/15	72,39	0,18	13,52	0,45	1,29	0,03	0,86	1,51	3,03	5,64	
14/15	70,93	0,09	13,74	0,33	1,86	0,03	0,82	0,97	2,49	7,58	$0,7182 \pm 0,0002$

В той же час наявні дані щодо ізотопного складу стронцію в апатитах свідчать, що апіліто-пегматоїдні граніти були сформовані за рахунок іншого джерела, в усякому разі ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатиті апіліто-пегматоїдного граніту значно нижче (0,7182), порівняно з таким в апатитах порфіроподібного граніту (0,7370), що є неможливим у випадку їх формування за рахунок диференціації одного і того ж силікатного розплаву.

Таким чином, формування двопольовошпатових гранітів, поширених в середній течії р. Боковенька, північніше с. Новоолександрівка, тривало близько 10 млн. років у віковому інтервалі 2,04-2,03 млрд. років тому.

УДК. 550.93

АВТОНОМНА ПРИРОДА СТРУКТУР БУЗЬКОЇ СЕРІЇ

Зюльцле О.В.¹, Степанюк Л.М.¹, Довбуш Т.І.¹, Зюльцле В.В.², Коваленко Н.О.¹

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, igmr@igmof.gov.ua

²Правобережна геологічна експедиція ДП «Українська геологічна компанія», Фурси, Україна, furgeol@mail.ru

AUTONOMOUS NATURE OF BUG SERIES STRUCTURES

Ziultsle O.V.¹, Stepaniuk L.M.¹, Dovbush T.I.¹, Ziultsle V.V.², Kovalenko N.O.¹

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, igmr@igmof.gov.ua

²Right Bank Geological Expedition Stat Enterprise "Ukrainian Geological Company", Fursy, Ukraine, furgeol@mail.ru

Today among geologists there is no consensus on the stratigraphic dismemberment of supercrustal rocks of the Dniester- Bug megablock. In order to determine the age limits of the formation of the Kosharo-Oleksandrivka world of the Bug series, uranium-lead isotopic dating of clastogenic zircons and monazites from the basal horizons of quartzites of three structures - Shamraivka, Kosharo-Oleksandrivka and Khashchuvato-Zavallya was performed. Summarizing the obtained results, it should be noted that clastogenic nuclei in zircon crystals from quartzites of the last two structures are characterized by a wide age range: from 3.45 billion to 2.67 billion, for Kosharo-Oleksandrivka and from 3.25 billion to 2.54 billion for Khashchuvato-Zavallya. Evidence of a different (autonomous) metamorphic quartzite formation history of these three structures is the crystallization of accessory monazite in quartzites. Thus, the age of monazites from quartzite of Shamraivka structure is - $1857,5 \pm 1,1$ million years, from quartzites of Kosharo-Oleksandrivka structure - $2062,4 \pm 4,4$ million and the age of monazites from quartzites of Khashchuvato-Zavallya structure is not earlier 1,92 billion years ago. The supercrustal formations of the Kosharo-Oleksandrivka world of the Bug series were formed due to the destruction of various sources and developed autonomously.

На сьогодні серед геологів немає єдиної думки щодо стратиграфічного розчленування суперкрустальних порід Дністровсько-Бузького мегаблоку

(ДБМ). Найбільш дискусійними моментами геології мегаблоку є розчленування та послідовність формування стратиграфічних підрозділів, що виділяються. На сьогодні існує дві основні кардинально протилежні точки зору. Відповідно до Кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію Українського щита [6] суперкрустальні утворення цього мегаблоку поділені на дві серії – палеоархейську дністровсько-бузьку та неоархейську бузьку. Породи бузької серії виповнюють відносно невеликі синформні і моноклінальні структури (Кошаро-Олександрівську, Хащувато-Заваллівську, Шамраївську, Молдовську, Секретарську, Грушківську та ряд інших), накладені на палеоархейський фундамент [6].

Геологи Львівської школи [1-5] вважають, що породна асоціація Побужжя була сформована в ході одного геоісторичного етапу і виділяють ряд формацій-світ, котрі без суттєвих перерв послідовно змінюють одна одну. В.П. Кирилюк докембрійські стратигенні утворення ДБМ поділяє на сім формацій-світ [1].

В той же час стосовно породного наповнення бузької серії в українських геологів існує певний консенсус: бузька серія представлена товщею порід, яка включає мономінеральні, польовошпатові та залізисті кварцити, гранат-біотитові, силіманіт-гранат-біотитові, графітвміщуючі і піроксен-плагіоклазові гнейси, а також піроксен-плагіоклазові кристалосланці та кальцифіри. За різними оцінками загальна потужність бузької серії досягає 2000-3000 м. В її складі виділяються дві світи [6]. Нижня, кошаро-олександрівська (до 800 м), складена переважно кварцитами, високоглиноземистими породами і основними кристалічними сланцями. У верхній, хащувато-заваллівській світі (до 2000 м), широкий розвиток мають карбонатні породи, графітові, біотитові, піроксен-плагіоклазові гнейси, а також залізисті кварцити, які асоціюють з піроксенвмісними гнейсами і основними кристалічними сланцями.

З метою визначення вікових меж формування кошаро-олександрівської світи бузької серії було виконано уран-свинцеве ізотопне датування кластогенних цирконів та монацитів із базальних горизонтів кварцитів трьох структур – Шамраївської [7], Кошаро-Олександрівської [8] та Хащувато-Заваллівської [9]. Підсумовуючи отримані результати слід зазначити, що кластогенні ядра в кристалах циркону із кварцитів двох останніх структур характеризуються широким діапазоном віку: від 3,45 млрд. р. до 2,67 млрд. р., для Кошаро-Олександрівської та від 3,25 млрд. р. до 2,54 млрд. р. для Хащувато-Заваллівської. Окрім вікового діапазону циркони із кварцитів базальних горизонтів цих структур помітно відрізняються за характером розподілу числових значень віку, що на думку Шумлянського Л.В. [9] обумовлено тим, що вони формувалися завдяки руйнування різних джерел і мають різну метаморфічну історію.

Про відмінності у віці кристалів циркону із кварцитів Шамраївської структури від таких двох вище зазначених у нас мало інформації. Лише виявлено, що серед кластогенних ядер присутні декілька відмін, а вік найбільш зносостійких, вірогідно «гранулітових» ядер – 2820 ± 20 млн. років [7].

Беззаперечним свідченням різної (автономної) метаморфічної історії формування кварцитів зазначених трьох структур є час кристалізації акцесорних монацитів в кварцитах. Так, вік монацитів із кварциту Шамраївської структури складає – $1857,5 \pm 1,1$ млн. років. Значно давнішими виявилися монацити з кварцитів Кошаро-Олександрівської структури - $2062,4 \pm 4,4$ млн. років [8]. Наразі нами визначено вік монацитів із кварцитів відслонення Біла Скеля (Хашувато-Заваллівська структура) - (таблиця).

Показово, що за отриманими даними (табл.) вік монацитів із кварцитів Хашувато-Заваллівської структури не можна інтерпретувати в рамках моделі Аренса-Везерілла. Фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень лежать вище конкордії з незначною розтяжкою, і лінія регресії, розрахована за даними, наведеними в табл., не має перетину з конкордією. В той же час вік монацитів за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ коливається в межах 1,96-1,92 млрд. років, що значимо перевищує похибку визначення (див. табл.). Тем не менше можна з великою долею вірогідності стверджувати, що монацит в кварцитах Біла Скеля кристалізувався у віковому інтервалі, який дещо ширший отриманих числових значень віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Початок кристалізації не пізніше 1,96 млрд. років тому, завершення – не раніше 1,92 млрд. років тому, тобто після кристалізації монациту в кварцитах Кошаро-Олександрівської структури (2,06 млрд. років тому), але раніше Шамраївської (1,86 млрд. років тому).

Таблиця. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із кварциту кошаро-олександрівської світи, правий беріг р. Пд. Буг, південно-східніше с. Завалля, Біла скеля, проба СП-18-1.

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	5847	6639	5605	8.1679	0.41695	0.37132	6.1525	2036	1998	1958.8 ± 1.2	-3.9
2	6744	7346	4650	8.1800	0.43546	0.36668	6.0416	2014	1982	1948.7 ± 1.9	-3.3
3	5988	6513	4680	8.1753	0.43204	0.36423	6.0056	2002	1977	1950.1 ± 1.1	-2.7
4	5085	5400	5840	8.2740	0.44747	0.36452	5.9655	2004	1971	1936.6 ± 0.9	-3.5
5	7857	8172	4910	8.2891	0.45618	0.36140	5.8816	1989	1959	1926.7 ± 1.1	-3.2

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 1950 млн. років. 1-5 – мультизернові наважки золотисто-жовтих прозорих кристалів монациту. Розмірні фракції отримані скочуванням по нахиленій площині. D – дискордантність.

Висновки:

1. Суперкрустальні утворення, віднесені до кошаро-олександрівської світи бузької серії, що виповнюють Шамраївську, Кошаро-Олександрівку та Хашувато-Заваллівську структури сформувалися за рахунок руйнування різних джерел.

2. Шамраївська, Кошаро-Олександрівка та Хашувато-Заваллівська структура розвивалися автономно, метаморфогенна переробка порід, що їх виповнюють, завершилася в різний час.

Література

1. Кирилюк В.П. Ще раз про проблеми стратиграфії побузького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 1. Загальні відомості й поділ побузького стратиграфічного комплексу на світи // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2015. № 2. С. 125-140.
2. Кирилюк В.П. Ще раз про проблеми стратиграфії побузького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 2. Співвідношення світ побузького стратиграфічного комплексу // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2015. № 3. С. 147-168.
3. Кирилюк В.П. Ще раз про проблеми стратиграфії побузького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 3. Обсяг побузького стратиграфічного комплексу та проблема його серій // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2015. № 4. С. 133-143.
4. Кирилюк В.П. Ще раз про проблеми стратиграфії побузького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 4. Місце побузького стратиграфічного комплексу в загальній геохронологічній шкалі докембрію // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2016. № 1. С. 90-108.
5. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М.. Нижний докембрий западной части Украинского щита (Возрастные комплексы и формации). – Львов: Вища школа, 1975. – 239 с.
6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка) / Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. К.: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
7. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту та кластогенного циркону із кварциту кошаро-олександрівської світи – вікові межі формування порід бузької серії // Збірник наукових праць УкрДГРІ. №2, 2004. С. 43-50.
8. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І. До питання про вікові межі формування кошаро-олександрівської світи бузької серії Побужжя. // Геохімія та рудоутворення. 2010. №28. С.4-10.
9. Шумлянський Л.В. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ізотопний вік та ізотопний склад гафнію цирконів, виділених з кварцитів кошаро-олександрівської світи бузької серії, відслонення «Біла Скеля», Побужжя // Геохімія та рудоутворення. 2012. Т. 31-32. С.136-143.

**КРИСТАЛОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТОПАЗУ ВОЛИНИ ЗА ДАНИМИ
ЯМР ^{27}Al , ^{19}F , ^1H**

Калініченко А.М., Павлишин В.І., Возняк Д.К.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, akalinenchenko@nas.gov.ua

**CRYSTAL CHEMISTRY PECULIARITY OF VOLYN TOPAS ACCORDING
TO NMR ^{27}Al , ^{19}F , ^1H**

Kalinichenko A.M., Pavlyshyn V.I., Voznyak D.K.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, akalinenchenko@nas.gov.ua

Anomalous distribution of individual OH fragments of the structure was detected in topaz crystals by ^1H NMR. The total number of fragments of the structure with OH groups in the three topaz crystals is greater in the direction perpendicular to the axis c by about 10, 50 and 80% compared to ab , which may indicate the sectoral structure and piezoelectric properties of topaz.

Природний топаз $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F},\text{OH})_2$ кристалізується в ромбічній сингонії, в ньому до 40 % позицій F заселяють OH-групи [1].

Тривалий час вважалось, що секторіальна структура топазу є результатом впорядкування іонів F і OH-груп за різними схемами і в різному ступені в декількох секторах, які генетично є пірамідами росту.

Метою роботи було виявити характер розподілу F і OH-груп, їх тип і кількість на основі різних ЯМР методик на різних ядрах.

З 3-х кристалів топазу Волині були вирізані пластинки паралельні (001) на яких визначено кристолографічні напрямки a і b (зразки 1 і 2), і зразки 3, 4 без визначення таких напрямків. Це давало змогу обертати кристали навколо b (площина ac , 1) і a (bc , 2) відповідно. Крім того, із зр. 1 була виготовлена фракція ($< 0,1$ мм) для запису спектрів MAS ЯМР ^1H , ^{19}F і ^{27}Al (1^a). Записували також спектри деяких полікристалів. Спектри MAS ЯМР (високого розділення з обертанням зразка під магнічним кутом з частотою 5 і 10 кГц) і solid (без обертання) записували на імпульсному спектрометрі з Фур'є перетворенням AVANCE 400 (Bruker). Розділення спектрів на компоненти проводили в програмі Top Spin 4. 06. На рисунку приведено спектр MAS ЯМР ^1H зразка 1^a, на якому видно компоненти від молекул H_2O у включеннях і/або адсорбованих на поверхні (1), від OH – F (2) і OH – OH (3) фрагментів структури [2]. Підсумкова кількість OH-груп приблизно становить 0,07 формульних одиниць, що близько до кількості визначеної хімічним способом [1]. Кількість фрагментів (3) приблизно на порядок менша, ніж (2). Фрагменти (2) проявляються і в спектрах MAS ЯМР ^{19}F цього зразка. В спектрах MAS ЯМР ^{27}Al тетраедричного алюмінію не виявлено.

Фрагменти структури топазу виявлені в спектрах MAS були виявлені і в спектрах монокристалів при їх орієнтації в магнітному полі. Зокрема, це стосується молекул $\text{H}_2\text{O}_{\text{вкл}}$, які були виявлені практично у всіх зразках в

незначній кількості, крім того компонента, від таких молекул на δ_2 не завжди розділялась з компонентою від OH – OH фрагментів (таблиця).

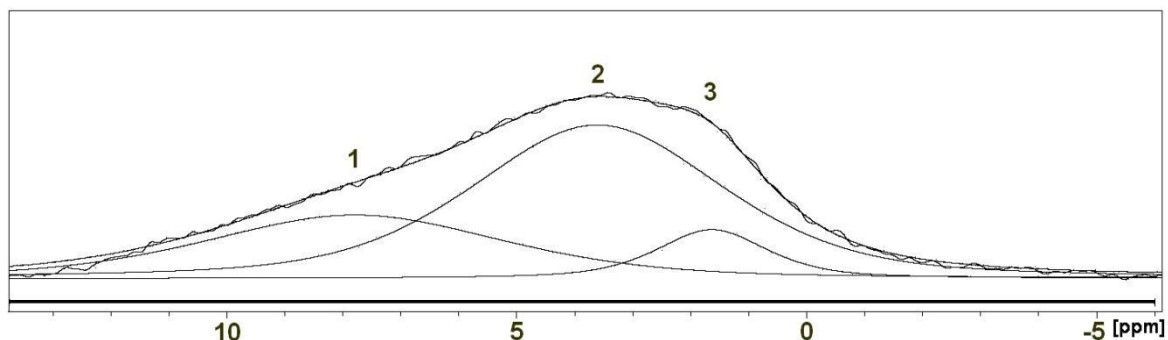


Рисунок - Спектри MAS NMR¹H зразка 1. 1-3 – компоненти від H₂O, OH-F і OH-OH відповідно.

Фрагменти структури OH-F в спектрах solid проявляються у вигляді дублетів на δ_1 і δ_3 (таблиця). З структури топазу [2] відомо, що напрям зв'язку F–F приблизно 90° до *c* в площині *ac* і 0 в площині *bc*. З таблиці видно, що максимальне розщеплення дублету на ядрах ¹H в зр.1, 2 спостерігається при *H*||*c*, а мінімальне при *H*⊥*c*, тобто зв'язок OH–F приблизно збігається з напрямом F–F. Інтенсивності окремих компонент, як і підсумкова інтенсивність в протонних спектрах, не суттєво змінюються в зр.1 і 2 при зміні орієнтації кристалу в магнітному полі, а в зр.3 і 4 ці зміни значні. Так, в зр.3 при *H*||*c* ($\theta=90^\circ$) підсумкова інтенсивність майже в 2 рази менша, ніж при *H*⊥*c*, а в зр.4 навпаки, хоча форми спектрів однакові (таблиця). Відмітимо, що інтенсивності спектрів визначаються кількістю ядер і часом ядерної спин-решіткової релаксації, який виявився в обох напрямках аномально високим для протонів.

Таблиця - Параметри компонент в спектрах ЯМР ¹H, хімічний зсув δ , ширина на половині висоти $\nu_{1/2}$ (ppm), інтенсивність *I* і підсумкова інтенсивність $\sum I$ (відносні одиниці.)

N	θ	δ_1	$\nu_{1/2}$	<i>I</i> ₁	δ_2	$\nu_{1/2}$	<i>I</i> ₂	δ_3	$\nu_{1/2}$	<i>I</i> ₃	$\sum I$
1	0	12,8	50	13,7	7,6	6,9	0,67	-	-	-	1
	90	23,5	47	6,74	10,1	5,7	0,53	-15,9	46	6,41	0,96
2	0	8,4	59	12,25	9,6	5,9	0,54	-	-	-	1
	90	24,9	58	5,98	11,3	6,9	0,82	-17,9	54	5,57	0,92
1 ^a	-	7,1	6,2	1,5	3,8	4,6	1,2	1,8	3,0	0,8	-
3	0	6,9	73	4,10	1,6	12,9	0,22	-	-	-	1
	90	31,2	71	1,08	5,1	12,7	0,24	-39,7	59	0,80	0,58
4	0	33,7	80	2,08	4,8	6,3	0,55	-26,2	77	1,78	1
	90	7,1	79	0,78	4,2	9,7	0,02	-	-	-	0,20
1 ^b	-	19,5	50,1	2,75	6,2	13,1	0,67	-3,1	48,4	3,23	-
5	-	25,9	74,3	1,15	5,2	10,1	0,70	-	-	-	-
6	-	10,9	55,1	1,97	11,3	7,1	0,14	5,0	7,0	0,23	-
7	-	11,3	55,6	1,39	9,2	8,6	0,20	3,7	5,5	0,08	-

Примітки: - не визначали, або не виявлено; 1^a- параметри спектру MAS. Інші - параметри спектрів solid. 1^b- компоненти спектру зразка 1^a записані в такому режимі.

Інтенсивності компонент в спектрах solid ЯМР ^{27}Al і ^{19}F практично не змінювалися при зміні напрямку магнітного поля, а максимальне розщеплення дублету від фтору співпадає з таким для протонів. В зразку 1 у спектрі алюмінію спостерігався триплет з рівними інтенсивностями компонент при $H\parallel c$ у відповідності до структури топазу, в якій кожний іон алюмінію в найближчому оточення має 2 іони фтору.

З таблиці видно, що спектри полікристалів подібні до спектрів монокристалів при $\theta=0$ або 90° і вказують на два типи ОН-груп в структурі топазу. Виділяються параметри спектру зр.5, в якому ОН–ОН фрагменти складають майже 40 % і зр.6 і 7, в яких можливо виділити компоненти від $\text{H}_2\text{O}_{\text{вак}}$ на δ_3 .

Виявлені аномальні залежності інтенсивностей протонних спектрів від орієнтації кристалів в магнітному полі можуть вказувати на його секторіальну структуру і п'єзоелектричні властивості, так само як і його аномальні оптичні характеристики [1, 4], зокрема, кут 2 V.

Література

1. Павлишин В., Довгий С., Пащенко Є., Вовк О. Топаз у надрах України та в історії народів. Київ: Інститут обдарованої дитини НАПН України, 2017. 274 с.
2. Mason H.E., McCubbin F.M., Smirnov A., Phillips B.L. Solid-state NMR and IR spectroscopic investigation of the role of structural water and F in carbonate-rich fluorapatite // *Americ. Mineral.* 2009. 94, № 4. P. 507 – 516.
3. Ribbe P.H., Gibbs G.V. The crystal structure of topaz and its relation to physical properties // *Amer. Mineral.*, 1971. V 56, N 1, 2. P. 24-30.
4. Akizuki M., Hampar M.S., Zussman J. An explanation of anomalous optical properties of topaz // *Mineral. Magazine.* 1979. V. 43. N 6. P. 237-241.

БОРТНИЦЬКА СТАНЦІЯ АЕРАЦІЇ – ЕКОЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ АСПЕКТИ

Клос В.Р., Колос Г.М.

Український науково-виробничий центр геохімічних досліджень ДП
«Українська геологічна компанія»

BORTNYTSKY AERATION STATION - ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL ASPECTS

Klos V., Kolos H.

Ukrainian Research and Production Center for Geochemical Research SE "Ukrainian Geological Company"

Research and assessment of geochemical impact (pollution) of technological objects of sewage treatment plants in Kyiv on the environment in the area of their distribution.

Вступ. Бортницька станція аерації (БСА) є підприємством екологічного призначення, яке одноосібно приймає та виконує повну біологічну очистку комунально-промислових каналізаційних стоків від міста Київ. Системою колекторів і насосних станцій на БСА поступає близько 1,8 млн.м³ стоків за добу. Очищена вода по магістральному каналу відводиться до р. Дніпро. Осад, що утворюється в процесі очистки стічних вод, після спеціальної обробки перекачується (вологість 97,5%) на 3-и мулові поля для обезводнення в кількості близько 12 тис. м³/добу

У зв'язку із забрудненням стічних вод та осаду (мулу) важкими металами з 1985 року полив сільськогосподарських угідь та вивезення сухого мулу з мулових полів на сільськогосподарські землі в якості органічних добрив не здійснюється (рішення Бориспільської СЕС). Від тоді мулові поля використовуються як накопичувачі мулу.

Мета досліджень. Оцінка еколого-геохімічного впливу мулових полів БСА на довкілля в районі їх розташування.

Об'єкти і методика досліджень. Виходячи із технологічних ризиків БСА об'єктами досліджень були мули та надмулові води мулових полів як потенційне джерело забруднення, ґрунти, породи зони аерації та ґрунтові води прилеглих територій як середовища можливого забруднення. Крім того, виконані моніторингові дослідження забруднених ґрунтів та ґрунтових вод в районі розташування мулових полів.

Результати досліджень. Наявна робота охоплює аналіз результатів довготривалих (1990 – 2020 рр.) геохімічних та гідрохімічних досліджень мулових полів БСА і складових довкілля на прилеглих територіях, а також результати моніторингу забруднення ґрунтів і ґрунтових вод.

Геохімічні дослідження мулів були розпочаті ще в 90-х роках минулого сторіччя. Мул з мулових полів являє собою біоценоз, заселений великою кількістю мікроорганізмів. Суха маса мулу містить 65-75% органічних речовин, а мінеральна частина мулу складається із (у %): SiO₂ – 36-59, CaO – 12-20, MgO

– 6-12, P_2O_5 –15-26, SO_3 –8-12, Al_2O_3 –5-8, K_2O –1,5, Na_2O –1,5, CrO –до 1, MnO –до 1, Fe_2O_3 – до 1,5.

Вміст гумусу (по Тюріну) у мулі торфоподібному, в'язкому та рідкому (36 проб 2018 р.) складає 46-59% при середньому вмісті 52% (чорноземи України до 12%). Середній вміст біодоступних речовин в мулах складає (в мг/кг): K_2O – 1189, P_2O_5 – 2947, $N_{заг.}$ (NO_3+NH_4) – 6120, що у 3-20 разів перевищує вміст цих компонентів у чорноземах України.

Для вивчення *мікроелементного складу* проби мулів на мулових полях відбирались із поверхні та пошарово із свердловин ручного буріння (94 проб 2011, 2018 рр.). За даними аналітичних досліджень концентрації провідних елементів забруднення в пробах мулу змінюються (в мг/кг): Ag –0,17-55 (середнє значення - 9,04); Cd –0,3-100 (24); Hg –0,1-4 (1,5); Sn –1-350 (38,5); Cr –101-12430 (886); Cu –18-7500 (357); Pb –11-1750 (152); Zn –20- 6800 (577). За даними нейтронно-активаційного аналізу вміст Au в мулах коливається від 0,16 до 2,52 мг/кг при середньому значенні 0,5 мг/кг.

Загалом, геохімічний спектр забруднення мулів можна відобразити у вигляді наступного ряду хімічних елементів:

$Ag_{301}-Cd_{80}-Hg_{42}-Sn_{19}-Cr_{18}-Cu_{18}-Pb_{10}-Zn_{10}-Ba_{10}-Sr_{10}-Mn_5-P_5-Ni_5-Zr_{2,4}$;

де біля символу елемента, його коефіцієнт концентрації відносно фонового вмісту у ґрунтах району робіт.

Геохімічними дослідженнями встановлено, що в процесі обезводнення та ущільнення мулів, концентрація елементів забруднення зменшується з глибиною. Нерівномірність розподілу концентрацій хімічних елементів по вертикалі зв'язана із розшаруванням мулу під дією сил гравітації. Максимальні концентрації елементів відмічені в верхньому, найбільш збагаченому органікою шарі (зольність 40-53%). Нижні шари мулу (придонний шар 0,2-0,3 м) збагачені піщанистим та суглинистими частками (зольність 45-97%).

Забруднення ґрунтів в районі мулових полів ідентифікується за геохімічною асоціацією елементів-індикаторів: $Ag-Cd-Hg-(Sn-Cr-Cu-Pb-Zn)$.

Станом на 2018 рік загальний обсяг мулів на 3-х мулових полях БСА (потужність мулових осадів на мулових полях коливається від 1,5 до 6,2 м) складає приблизно **8,6** млн. м³.

Питома активність ^{137}Cs в мулах (48 проб, 2013 р.) змінювалась від 7 до 270,7 Бк/кг (середнє значення 68 Бк/кг) Питома ефективна активність природних радіонуклідів в мулах змінювалась від 42,5 до 151,9 Бк/кг (середнє значення 76 Бк/кг) і менша межі для I класу використання будівельних матеріалів – 370 Бк/кг (НРБУ-97).

Еколого-геохімічна оцінка забруднення ґрунтів та порід зони аерації в районі мулових полів. За результатами геохімічного картування ґрунтів Бориспільського району Київської обл. масштабу 1:100 000 (1992 р.) встановлено, що забруднення сільськогосподарських угідь за показником $СПЗ > 32$ од. (небезпечний рівень забруднення) [1] становить близько 100 км², це приблизно 10% території району. Встановлене забруднення ґрунтів відбулось в

результаті використання мулів БСА в якості органічних добрив ще до 80-х років минулого сторіччя.

Факт забруднення сільськогосподарських земель важкими металами в районі мулових полів було перевірено в 1995 та в 2011 роках. За результатами моніторингових досліджень встановлено, що геохімічна асоціація елементів в забруднених ґрунтах сільськогосподарського використання: Ag-Cd-Hg-(Sn-Cr-Zn-Cu-Pb), відповідає такій в мулах мулових полів. За СПЗ площі забруднення ґрунтів ділянки моніторингу в 2011 році складали: з помірно-небезпечним рівнем забруднення (СПЗ 16-32) - 16,6% від загальної площі ділянки, супроти 11,2% в 1995 році, з небезпечним рівнем забруднення (СПЗ 32-128) - 11,2% супроти 6,9% в 1995 році, а площі з надзвичайно небезпечним рівнем забруднення (СПЗ > 128) займають 6,2%, супроти 2,3% в 1995 році.

Загалом, результати моніторингових геохімічних досліджень свідчать, що з 1995 по 2011 рік геохімічний склад забруднення ґрунтів та рівень концентрації провідних елементів забруднення (Ag, Cd, Hg) в межах виділених аномалій практично не змінився, змінились тільки конфігурація та площа полів забруднення, тобто природного самоочищення ґрунтів від важких металів в агроландшафтах не відбулося, або проходить воно надзвичайно повільно.

Що стосується *забруднення порід зони аерації*, які випробувались в процесі буріння гідрогеологічних свердловин (50 проб 2011 р.), то тільки в 2-х свердловинах (в інтервалі глибин 0,5-3,0 м) зафіксовані підвищені вмісти Hg (до 0,08 мг/кг), Ag (до 0,06 мг/кг) і Cr (до 105 мг/кг). Найімовірніше, виявлені аномалії є результатом недосконалості шнекового буріння.

Гідрохімічні дослідження надмулових вод за результатами сезонних і моніторингових гідрохімічних спостережень (27 проб надмулових вод, 2012 р.) встановлено, що головними компонентами їх забруднення є (в мг/дм³): PO₄³⁻ - 54,0-423,5 (середнє значення 239,4), що в 1197 разів перевищує норматив - 0,2 (ДСТУ 4808. 2007, III клас якості вод); NH₄⁺ (44,7-213,5 (147,1), що в 147 разів перевищує норматив - 1,0; NO₂⁻ - 0,1-10 (3,25), що в 65 разів перевищує норматив - 0,05 та висока їх перманганатна окислюваність - 126,3-248,7 мгO₂/дм³ (182,2 мгO₂/дм³). Характерною ознакою цих вод також є висока концентрація кремнієвої кислоти (SiO₂ - середній вміст 79,8 мг/дм³) та іонів калію (K⁺ - середній вміст 113 мг/дм³). Концентрація мікроелементів (Pb, Zn, Cr, Hg) в надмулових водах є меншою за їх норматив (ДСТУ 4808. 2007, III класу якості вод), а нафтопродуктів і фенолів - на межі чутливості аналізу.

В часі, склад компонентів забруднення надмулових вод є сталим, змінюється тільки рівень їх концентрації, який залежить від сезонних кліматичних умов - температури та кількості опадів, весною мінімальна, а влітку максимальна. Надмулові води з мулових полів перекачуються на БСА для доочистки.

Еколого-геохімічна оцінка забруднення ґрунтових вод в районі мулових полів. Гідрогеологічними спостереженнями за станом ґрунтових вод біля мулових полів (8 св. + 3 колодязі в с. Ревне, 2011, 2012 рр.) встановлено, що ґрунтові води відносяться до гідрокарбонатно-сульфатно-кальцій-натрієвого

типу із непорушеним природним відношенням іонів K^+ до Na^+ 1:10 (в надмулових водах 1,5:1). За своїми гідрохімічними показниками та концентрацією компонентів (середні значення: PO_4^{3-} -0,22 мг/дм³, NO_3^- -10,8 мг/дм³, NH_4^+ -1,4 мг/дм³) ґрунтові води відповідають II-III класу якості (ДСТУ 4808, 2007) і є якіснішими ніж в с. Ревне (NO_3^- середнє 179 мг/дм³). Зміна концентрацій гідрохімічних компонентів та показників в часі має сезонний характер і є найменшою під час весняного гідрогеологічного максимуму і найбільшою в літній межень.

Мулові поля мають хорошу гідроізоляцію дниць і їх вплив на ґрунтові води є мінімальним, тобто екологічна ситуація в ґрунтових водах біля мулових полів є стабільною.

Висновки. Виходячи із результатів виконаних еколого-геохімічних досліджень та існуючої інформації щодо використання і утилізації мулів стічних вод у світовій практиці, можна прийти до наступних висновків:

1. Основною перешкодою використання мулів з мулових полів БСА в якості органічних добрив і аргументом на користь більш радикальних і капіталомістких технологічних рішень його утилізації, таких як спалювання чи поховання, є аномально високі концентрації важких металів I (Cd, Hg, Pb, Zn) та II (Cr, Cu, Ni) класів небезпеки. Використання таких мулів в якості добрив призведе до забруднення сільськогосподарської продукції, що є фактором прямої екологічної дії важких металів на людину.

2. Високі концентрації металів в мулах (в г/т): Au – 0,16-2,52; Ag – 0,2-55; Cu – 370-7400; Pb – 159-1545; Cr – 690-12430 можна розглядати в якості вторинної рудної сировини. Проте, складність фазового і хімічного складу мулів та значна концентрація в них елементів I класу небезпеки з високою летючою здатністю (Hg, Cd) вимагають вирішення складних взаємопов'язаних технологічних завдань по видобутку благородних і кольорових металів.

3. Враховуючи, що на сьогоднішній день вплив мулових полів БСА на ґрунтові води та довкілля в районі їх розміщення є мінімальним, а екологічна ситуація досить стабільною, можна розглянути питання консервації мулових полів після виведення їх із експлуатації.

Література:

1. Саст Ю.Є. та ін. Геохімія навколишнього середовища. М., Надра, 1990. – 391 с.

**ЦИРКОН КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ШУМИЛІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ
(ГАЙСИНСЬКИЙ БЛОК)**

Коваленко Н.О., Степанюк Л.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна

**ZIRCON OF CRYSTALLINE ROCKS OF THE SHUMILOVO AREA
(GAYSIN BLOCK)**

Kovalenko N.O., Stepanyuk L.M.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine,

In the area of the v. Shumilovo on the sides of the valley of the river Southern Bug granitoids are exposed, forming a continuous series of rocks: diorite - quartz diorite - granodiorite - amphibole-biotite granite - biotite granite - pink aplite-pegmatoid granite. The anatomy of crystals of accessory zircon from quartz diorite and biotite granite was studied. It was found that the crystals are complicated, formed by a strongly fractured core and two shells. It was concluded that the first shell crystallized during the formation of quartz diorite, the second - granite.

Шумилівська ділянка є складовою частиною Гайсинського блоку, основним петротипом якого є собіти - гранітоїди, що утворюють безперервний ряд порід: діорит - кварцовий діорит – гранодіорит - амфібол-біотитовий граніт – біотитовий граніт - рожевий апліто-пегматоїдний граніт [2]. За речовинним складом та просторовим положенням ці гранітоїди є перехідною породною асоціацією від чарнокітоїдів до нормальних двопольовошпатових гранітів. Гранітоїди досить часто містять ксеноліти метаморфічних порід, більшість із яких має первинно гранулітове походження [1, 2].

В анатомії кристалів акцесорного циркону «записана» інформація про геологічні процеси, що спричинили їх утворення (кристалізацію, перекристалізацію тощо). З метою визначення часу протікання геологічних процесів в породах Шумилівської ділянки вивчили анатомію кристалів акцесорного циркону кварцового діориту (проба 11/19) та граніту (проба 10/19), відібраних в скельних виходах правого борту долини р. Південний Буг, в районі с. Шумилів, приблизно в 20-40 метрах від південно-західного кута закинutoї будівлі (млин).

Кварцовий діорит (проба 11/19). Циркон представлений кристалами двох типів. Перший (більше 40% неелектромагнітної фракції) – видовжено-призматичні до голчастих світло-рожеві прозорі кристали із заокругленими, зрідка списоподібними голівками. Другий тип представлений коричнювато-рожевими до коричневих (менше 5% неелектромагнітної фракції), призматичними, коротко-призматичними, зрідка видовжено-призматичними напівпрозорими кристалами з помітно заокругленими контурами. При цьому існує велика група перехідного типу; на загал такі кристали кількісно переважають.

Дослідження полірованих зрізів кристалів циркону показали, що вони в цілому утворені цирконом трьох генерацій (рис. 1б). Перша генерація циркону являє собою сильно тріщинувате ядро та більшість світло-рожевих кристалів з великим видовженням. Друга – утворює тонкі оболонки світло-рожевого тонкозонального циркону на світло-рожевих ядрах циркону першої генерації. Третя генерація спостерігається у вигляді тонких оболонок коричневого циркону та незначних наростань, переважно на головках кристалів.

Граніт біотитовий (проба 10/19). Кристали циркону, в цілому, схожі до циркону кварцового діориту і також представлені двома типами. Перший (біля 10% в неелектромагнітній фракції¹) – видовжено-призматичні до голчастих світло-рожеві прозорі кристали з заокругленими голівками. Другий (близько 90%) – світло-коричневі, коричнювато-рожеві до коричневих, призматичні, коротко-призматичні, зрідка видовжено-призматичні напівпрозорі кристали з помітно заокругленими контурами.



Рисунок 1 - Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону: а – граніту (проба 10/19), б – кварцового діориту (проба 11/19).

Оптичні дослідження полірованих зрізів показали, що кристали циркону граніту, як і кварцового діориту в переважній більшості мають складну будову (рис. 1а). В середині кристалів другого типу присутні сильно тріщинуваті ядра світло-рожевого циркону. Оболонки мають більш темне, коричневе забарвлення. Поодинокі кристали, зазвичай темно-коричневі, складені виключно коричневим цирконом оболонок. Слід підкреслити, що тонкозональні оболонки світло-рожевого циркону (друга генерація в кристалах циркону кварцового діориту) також присутні в деяких кристалах, але вони відіграють значно меншу роль.

Зважаючи на тісний просторовий зв'язок собітів та ксенолітів суперкустальних порід, більшість із яких має первинно-гранулітове походження [2], ми особливу увагу приділили виявленню ознак «гранулітового» (так званого дорогоцінного) циркону, який характеризується високим двозаломленням, ізометричною формою та досить високою

¹ В II електромагнітній фракції світло-рожеві кристали присутні в значно меншій кількості

однорідністю. Такого циркону ні у вигляді окремих кристалів, ні в якості ядер, чи оболонок нами не виявлено в зазначених вище породах.

Таким чином, на основі даних про анатомію кристалів акцесорного циркону, можна з високим ступенем достовірності стверджувати, що вихідними для дослідженого кварцового діориту були магматичні породи основного – середнього складу. Саме для габроїдів, кварцових діоритів, зрідка гранодіоритів є характерними видовжено-призматичні, до голчастих, переважно незональні кристали циркону в більшості з заокругленими вершинками. Вихідна порода зазнала два етапи структурно-метаморфічних перетворень, що обумовили кристалізацію циркону. Перший етап спричинив сильну тектонізацію (дефрагментацію) циркону та появу світло-рожевих оболонок з тонкою зональністю на деяких світло-рожевих призматичних та видовжено-призматичних кристалах (друга генерація циркону). Найвірогідніше саме з цим етапом ендегенних перетворень порід субстрату пов'язано формування кварцового діориту. Другий етап, найвірогідніше, був обумовлений процесами гранітизації та формування двопольовошпатових гранітів, супроводжувався кристалізацією коричневих оболонок в кристалах циркону другого типу (третья генерація циркону).

Про масштабний прояв тектонічних деформацій породної асоціації Шумилівської ділянки свідчать, окрім сильної фрагментації світло-рожевого циркону ядер, розтягнуті та сплюснені (до шліроподібних виокремлень) форми ксенолітів амфіболітів в гранітах. Слід підкреслити, що тонкозональний світло-рожевий циркон (генерація 2) практично не піддавався тектонічним деформаціям і не зазнав фрагментації (не є тріщинуватим).

Окремо зазначимо, що відсутність навіть ознак «гранулітового» циркону в досліджених собітах, на наш погляд свідчить, що вкорінення первинної магматичної (основного-середнього складу) породи – протоліту кварцового діориту, відбулося після метаморфічної переробки суперкрустальних порід Гайсинського блоку в умовах гранулітової фації. Можливий і інший сценарій, за яким в результаті накладання тектонічних деформацій на зазначений вище протоліт у високотемпературних умовах, він почав плавитися, що спричинило стабілізацію температури нижче 700 °C (ізогради гранулітової фації).

Виходячи з наведених результатів мінералогічного вивчення кристалів акцесорного циркону можна з великою долею вірогідності припустити, що біотитові граніти сформувалися за рахунок діоритоподібних порід (в даному випадку кварцових діоритів) в результаті привнесення калію та, вірогідно, SiO_2 , що відображається в їх мінеральному складі та підтверджується результатами дослідження анатомії кристалів циркону.

Література

1. *Рябоконт В.В., Щербаков И. Б.* События Украинского щита и их генезис // Препринт ИГМР АН УССР – Киев, 1977. – 54 с.
2. *Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД УРОЛІТІВ МЕШКАНЦІВ ПРИДНІПРОВ'Я

Козар М.А.¹, Ішков В.В.², Козій Є.С.²

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, geolog46@ukr.net

²Національний технічний університет «Дніпровська політехніка», м. Дніпро, Україна, koziy.es@gmail.com

MINERAL COMPOSITION OF UROLITES OF PRYDNIPROVIA RESIDENTS

Kozar M.¹, Ishkov V.², Kozii E.²

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, geolog46@ukr.net

²Dnipro University of Technology, Dnipro, Ukraine, koziy.es@gmail.com

The thesis discusses the mineral composition of uroliths of the inhabitants of the Prydniprovya. In the studied samples, various combinations of oxalates, phosphates, urates, organic matter are most often found; in isolated cases, purine is noted. In all the studied samples, one or another defects of the minerals composing them are observed. This is due to the fact that the smallest fragments of organic matter are fixed on the surface and are captured during the growth of crystals, which leads to disruption of bonds within the crystal lattice, violations of its geometric shape and, in general, a sharp decrease in the overall symmetry of the shape of mineral-organic aggregates.

В Україні перші мінералого-петрографічні дослідження уролітів проводилися в середині 70-х років минулого століття на кафедрі мінералогії та петрографії Національного гірничого університету, а в 1979 році опублікована перша стаття на цю тему [1].

Питання вивчення уролітів (мінеральних утворень у сечовому міхурі та нирках) відносяться до категорії міждисциплінарних досліджень, вони знаходяться на стику двох наук – біомінералогії і урології. Визначення мінерального складу і структури уролітів необхідно лікарям урологам для обґрунтованого та об'єктивного призначення лікувальних та профілактичних дій пацієнтові. Існуючі українські та світові стандарти діагностики і лікування хворих уролітіазом передбачають обов'язкове мінералогічне дослідження уроліта для кожного хворого. У той же час, в Україні, виконання подібних досліджень на жаль носить ініціативний і епізодичний характер, що призводить до зростання кількості захворювань і їх тяжкості [2].

Об'єктом дослідження були зразки 472 уролітів, які вилучені хірургічним шляхом у хворих мешканців Полтавської, Кіровоградської, Дніпропетровської, Запорізької, Миколаївської та Херсонської областей.

Метою даної роботи є дослідження особливостей мінерального складу уролітів.

На першому етапі проводилися вивчення зовнішніх макроскопічних ознак уролітів (колір, форма, розмір) й аналізувалася морфологія їх поверхонь. Морфологію і мінеральний склад уролітів на цьому етапі вивчали з допомогою

кристаломорфологічного методу на бінокулярному мікроскопі МБС-10. На другому етапі, використовуючи поляризаційно-оптичний метод, проводилась деталізація мінерального складу уролітів і оцінювалися взаємозв'язки між окремими зернами мінералів. Для цього було здійснено підготовку шліфів, які досліджувалися на поляризаційному мікроскопі МІН 8. При виявленні складного складу речовини і проблем у його діагностиці дослідження доповнювалися результатами рентгенівського фазового аналізу, що дозволяє на основі дифракції провести якісний і кількісний аналіз полікристалічних матеріалів із визначенням їх складових.

Мінеральний склад вивчених уролітів дуже різноманітний. Переважають полімінеральні утворення. У досліджених зразках найчастіше зустрічаються різні комбінації оксалатів, фосфатів, уратів, органічної речовини, в поодиноких випадках відзначені пурины (ксантин). За структурними і мінералогічними особливостями уролітів зазвичай виділяють центральну і периферійну частину.

Вевелліт спостерігався як у центральній частині зразків, так і на їх периферії (рис.). У шліфах кристали вевелліта часто мають різко виражену голчасту і ромбоподібну форму із кутами між сторонами ромба $40^\circ - 60^\circ$ і $140^\circ - 120^\circ$. Розміри окремих зон коливаються від 5-10 мкм до 0,5 мм. Межі між зонами відзначаються тонкими суцільними лініями (мікрошарів), які нерідко перериваються, а іноді представлені у вигляді ланцюжків, що складаються з дрібних кулястих частинок темного кольору.

Оксалати (від грец. *oxalis* - щавель) – солі щавлевої кислоти, накопичення якої в організмі людини супроводжується оксалурією, розвитком сечокам'яної хвороби. Генетично обумовлене накопичення щавлевої кислоти внаслідок порушення обміну гліцину призводить до спадкової хвороби (Оксалоз) і сечокиислому діатезу (ураження проксимальних каналців нирок, або тубулопатії - оксалурії). У таких випадках нерідко кристали оксалату кальцію виявляються у кістковому мозку, міокарді, суглобах, легенях, печінці, щитовидній залозі, слизовій оболонці кишечника, в оболонках яєчка. Оксалати містяться в багатьох рослинах, особливо висока їх концентрація в щавлі, кислиці, водоростях, папороті і лишайниках. В урологічній практиці оксалати є найбільш частою формою уролітів. Їх утворення пов'язане із високою концентрацією щавлевої кислоти в сечі (добове виділення щавлевої кислоти з сечею здорової дорослої людини становить 10-20 мг). Оксалати складаються в основному з гідрооксалата і дігідрооксалата кальцію. У невеликих кількостях оксалати кальцію виділяються з жовчю. Оксалати утворюються при рН сечі 5,1-5,9. Поява оксалатів кальцію в аналізі сечі – результат порушення обміну солей щавлевої кислоти, що супроводжується її підвищенням утворенням або надходженням в організм. Наявність таких включень в мисках нирок – це результат сольового діатезу, хронічного пієлонефриту або цистопієліти, при цьому розвивається хронічна ниркова недостатність. Утворення уролітів з щавлевої кислоти і кальцію у вигляді кристалів оксалатів кальцію відбувається при частих стресових ситуаціях, коли ниркам не вистачає рідини для видалення солей з сироватки крові. Для утворення кристалів оксалатів кальцію в нирках

необхідна слабокисла реакція сечі (рН 5,8-6,8). Подальше зниження рН сечі може привести до появи в нирках комбінації оксалатів кальцію і уратів. Конкременти оксалатного складу, які мають кораловидну або друзову форму, не можуть самостійно вийти природним шляхом, як це відбувається з уратами. Оксалати кальцію частіше визначають в мисках нирок. Серед фосфатної групи мінералів найбільш поширений гідроксил апатит. У явнокристалічній формі він зустрічається рідко, зазвичай спостерігається як криптокристалічний (аморфний) мінерал (коллофан). Він утворює гелевидні лінзи і прожилки, дуже рідко сноповидні агрегати сильно витягнутих голчастих кристалів.

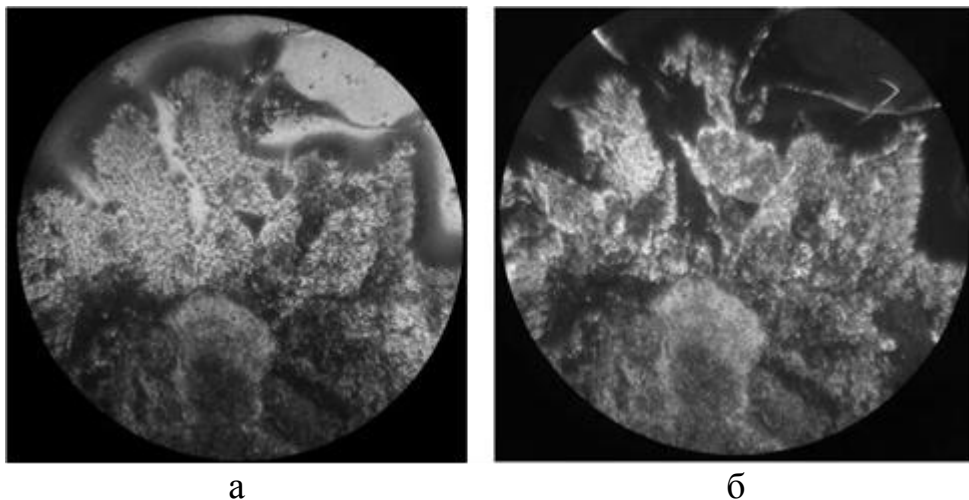


Рисунок – Периферійна частина зразка. Концентрично зональний агрегат ведділіта з нарощим на нього пластівчастим агрегатом вевелліта містить окремі кристали сечової кислоти, а - просте, б - поляризоване прохідне світло.

В результаті проведених досліджень, встановлено що у складі вивчених уролітів мешканців міст Придніпров'я переважають полімінеральні утворення. У вивчених зразках найчастіше зустрічаються різні комбінації з оксалатів (вевелліт, ведділіт), фосфатів (в основному гідроксил апатит - коллофан), уратів (сечова кислота, дигідрат сечової кислоти), органічної речовини, в поодиноких випадках відзначені пурини (ксантин). Також, у всіх досліджених зразках спостерігаються ті чи інші дефекти утворюючих їх мінералів. Ймовірно, для мінералів уролітів розщеплення, двійникування, яскраво виражена зональність, блочність будови й інші структурні дефекти кристалів є не виняток, а правило. Це пояснюється тим, що найдрібніші фрагменти органічної речовини закріплюються на поверхні і захоплюються в процесі росту кристалів, що призводить до порушення зв'язків всередині кристалічної решітки, її геометричної форми і в цілому, різкого зниження загальної симетрії форми мінерально-органічних агрегатів.

Література

1. Доморацкий Н.А., Агафонов Н.В., Куцевол Л.И. Минеральный состав мочевых конкрементов // 8 Научно-практическая конференция урологов Днепропетровской области. Днепродзержинск, 1979. С. 57-68.

2. *Ішков В.В., Козій Є.С., Труфанова М.О.* Особливості онтогенезу уrolітів жителів Дніпропетровської області // Мінералогічний журнал, 2020. 42, № 4. С. 50-59.

УДК 553.94:550.42

**ТОКСИЧНІ ЕЛЕМЕНТИ МІНЕРАЛЬНОЇ ТА ОРГАНІЧНОЇ СКЛАДОВОЇ
ВУГІЛЛЯ НИЖНЬОГО КАРБОНУ
ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ**

Козар М.А.¹, Ішков В.В.², Козій Є.С.², Стрельник Ю.В.³

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, geolog46@ukr.net

²Національний технічний університет «Дніпровська політехніка», м. Дніпро, Україна, koziy.es@gmail.com

³ДВНЗ «Донецький національний технічний університет», м. Покровськ, Україна, yuliia.strielnik@donntu.edu.ua

**TOXIC ELEMENTS OF MINERAL AND ORGANIC COMPOSITION
OF LOWER CARBON COAL WESTERN DONBAS**

Kozar M.¹, Ishkov V.², Kozii E.², Strielnyk Yu.³

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, geolog46@ukr.net

²Dnipro University of Technology, Dnipro, Ukraine, koziy.es@gmail.com

³Donetsk National Technical University, Pokrovsk, Ukraine, yuliia.strielnik@donntu.edu.ua

Peculiarities of distribution of toxic elements in fractions of mineral and organic part of coal seams of Western Donbas are established. Macroscopically, using standard mineralogical methods from the material of these samples, sulfide, silicate and carbonate fractions were selected. It was found that among all the elements, only beryllium does not accumulate in any of the selected fractions of the mineral part of the coal seams. It is mainly associated with the organic component of coal seams. The "affinity range" of toxic and potentially toxic elements to the organic component of the coal seams of the Pavlohrad-Petropavlivka geological and industrial area has the form: Be>>V, Co, Ni>Pb, Cr, As, Hg, Mn>>F.

Токсичні елементи у вугіллі є одним із основних забруднювачів навколишнього середовища. Їх вміст у вугіллі є достатньо високим, тому сучасне підвищення екологічних вимог потребує врахування впливу вугледобувних підприємств на стан середовища. Це, в свою чергу, обумовлює потребу в нових науково обґрунтованих методах прогнозу вмісту токсичних і потенційно токсичних елементів у гірничій масі, що видобувається шахтами, а також у відходах видобутку та вуглезбагачення.

На сьогодні для вирішення екологічних питань у вугледобувних регіонах, дослідження токсичних (арсен, ртуть, берилій, фтор) та потенційно

токсичних елементів (кобальт, нікель, марганець, свинець, хром, ванадій) є обов'язковими та дозволяють визначати вплив на довкілля вуглевидобувних і вуглезбагачувальних підприємств, а також організацій вугільної теплоенергетики.

Всі аналітичні роботи виконувалися в центральних сертифікованих лабораторіях виробничих геологорозвідувальних організацій. Вміст Hg визначався атомно-абсорбційним аналізом, As [1], інші ПТЕ – кількісним емісійним спектральним аналізом [2]. На внутрішній лабораторний контроль направлено 6% дублікатів проб. Зовнішньому лабораторному контролю піддано 10% дублікатів проб. Якість результатів аналізів (правильність і відтворюваність) оцінювалася, як значимість середньої систематичної похибки, яка перевіряється за допомогою критерію Стюдента і значимість середньої випадкової похибки, яка перевіряється за допомогою критерію Фішера. Оскільки вказані вище похибки при рівні значимості 0,95 є не значимими, якість аналізів визнано задовільною.

З метою встановлення особливостей розподілу токсичних і потенційно токсичних елементів у різних фракціях мінеральної частини вугільних пластів, було відібрано в гірничих виробках і відходах вуглезбагачення 72 проби [3]. Макроскопічно, за допомогою стандартних мінералогічних методів із матеріалу цих проб були виділені сульфідні, силікатні і карбонатні фракції. Мінеральний склад фракцій контролювався застосуванням методів оптичної мікроскопії і рентгеноструктурного аналізу. По комплексу структурно-текстурних ознак визначалася їх епігенетична чи сингенетична природа. Кількість вуглисто-мінеральних зростків по окремих фракціях не перевищувала 10%. Таким чином, ідентифікація мінерального складу неорганічної частини вугільних пластів відбувалася на 3 різномасштабних рівнях: макрорівню – візуально стандартними мінералогічними методами; мікрорівню – методами оптичної мікроскопії, за допомогою мікроскопів МІН-8 та МБС-9; ультрамікрорівню – методом рентгеноструктурного аналізу.

Сульфідна фракція складена переважно епігенетичним і сингенетичним піритом. За даними рентгеноструктурного аналізу у сульфідній фракції присутні, крім піриту, марказит, галеніт, халькопірит, сфалерит, а також нетипові мінерали: піролюзит, каолініт, кварц, гематит.

Силікатна фракція представлена переважно включеннями піщано-глинистих порід, агрегатами мінералів глини і гідролізатів. За даними рентгеноструктурного аналізу у силікатній фракції присутні кварц, каолініт, ілліт, мусковіт, дикіт, накріт, монтморилоніт, галлуазит, а також нетипові мінерали: пірит, кальцит і сидерит.

Карбонатна фракція відрізняється досить обмеженим, практично мономінеральним складом. Єдиним мінералом, що визначено під час досліджень на макро- та мікрорівні у складі фракції був кальцит. Тільки за даними рентгеноструктурного аналізу у цій фракції, крім кальциту, було ще встановлено доломіт, сидерит, анкерит, а також нетипові мінерали: каолініт та ілліт.

При оцінці зв'язку токсичних і потенційно токсичних елементів з органічною або мінеральною частиною вугільних пластів використовувалися коефіцієнти спорідненості з органічною речовиною F_o , що показує відношення вмісту елементів у вугіллі з малою ($<1,6$) і високою щільністю ($>1,7$), коефіцієнти наведеної концентрації $F_{нк}$, що показують відношення вмісту елементів у фракції (Сі) до вмісту у вихідному вугіллі, коефіцієнти кореляції вмісту досліджуваних елементів і зольності вугілля і коефіцієнти наведеного вилучення елемента у фракції різної щільності.

В таблиці 1 наведено розподіл токсичних та потенційно токсичних елементів між органічною та мінеральною складовою вугільних пластів Західного Донбасу.

В результаті проведених досліджень встановлено, що всі токсичні та потенційно токсичні елементи, за винятком берилію, пов'язані переважно з мінеральною складовою вугільних пластів.

Берилій є єдиним елементом, що не накопичується ні в одній з виділених фракцій мінеральної частини вугільних пластів. Він пов'язаний переважно з органічною складовою вугільних пластів (табл. 1).

Таблиця 1 – Розподіл токсичних та потенційно токсичних елементів між органічною та мінеральною складовою вугільних пластів Західного Донбасу

Елемент	Органічна складова, %	Мінеральна складова, %
Арсен	14	86
Берилій	81	19
Фтор	6	94
Ртуть	11	89
Нікель	21	79
Кобальт	24	76
Хром	17	83
Ванадій	29	71
Марганець	9	91
Свинець	18	82

«Ряд спорідненості» токсичних і потенційно токсичних елементів до органічної складової вугільних пластів Павлоградсько-Петропавлівського геолого-промислового району має вигляд:

$Be \gg V, Co, Ni > Pb, Cr, As, Hg, Mn \gg F$.

Література

- ГОСТ 10478-93. Топливо твердое. Методы определения мышьяка. Москва: Изд-во стандартов, 1993. 13 с.
- ГОСТ 28974-91. Угли бурые, каменные и антрациты. Методы определения бериллия, бора, марганца, бария, хрома, никеля, кобальта, свинца, галлия, ванадия, меди, цинка, молибдена, иттрия и лантана. Москва: Изд-во стандартов, 1991. 8 с.
- Козій Є.С., Ішков В.В. Розподіл токсичних і потенційно токсичних елементів в мінеральній частині вугілля Павлоградсько-Петропавлівського геолого-промислового району // Збірник матеріалів наукової конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів

УДК 550.4

ІМІТАЦІЙНА МОДЕЛЬ ФОРМ ЗНАХОДЖЕННЯ МЕТАЛІВ У ПОСТПІРОГЕННИХ ҐРУНТАХ

Крюченко Н.О.¹, Жовинський Е.Я.¹, Папарыга П.С.²

1–Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, м.Київ, Україна, nataliya.kryuchenko@gmail.com

2–Карпатський біосферний заповідник Міністерства захисту охорони
навколишнього природного середовища України, м.Рахів, Україна,
paparyga.ps@ukr.net

SIMULATION MODEL OF FORMS FINDING METALS IN POSTPYROGENIC SOILS

Kryuchenko N.O.¹, Zhovinsky E.Ya.¹, Paparyga P.S.²

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, nataliya.kryuchenko@gmail.com

Carpathian Biosphere Reserve, Rakhiv, Ukraine, paparyga.ps@ukr.net

The study of changes in the content of mobile forms of chemical elements in post-pyrogenic soddy-podzolic soils as a result of a ground fire in a pine forest in the territory of Polesie was carried out. An increase in the pH of post-pyrogenic soils relative to background (from 4.2 to 7.5) was determined, and a change in the content of ionic forms of metals (Cu, Pb, Zn, Mn) in the soil solution was modeled (from 4 to 8 with a step of 0.2) and a tendency was revealed: Pb – linear dependence, Cu Zn, Mn – polynomial. The limits of the pH content are calculated, where free forms of metals are present, which will intensively enter plants (more than 50%): Pb – up to 6; Zn – up to 7.5; Cu – up to 6.8; Mn – up to 11.5. It was suggested that an increase in soil pH as a result of fires can lead to a weak supply of Pb, Zn, Cu to plants and a change in phytocenoses.

Геохімічні постпірогенні зміни ґрунтів – один із найважливіших факторів визначення стану лісової екосистеми. Нами розглянуто геохімічний фактор лісової екосистеми Полісся, де відбулася антропогенна пожежа (низова) внаслідок спалювання бур'яну населенням – з поривами вітру вогонь перекинувся на сосновий ліс (ґрунти – дерново-підзолисті). На фоновій ділянці рН ґрунтів становило 4,2–5,5, тоді як після пожежі – 4,7–7 (максимальне зафіксоване значення – 7,5). За допомогою імітаційного моделювання можливо описати процеси так, як вони проходили б у дійсності. Термодинамічні розрахунки умов рівноваги природної системи "тверда фаза – розчин" у багатокомпонентних системах виконували за програмою PHREEQC (міграції елементів, що враховує всі вірогідні форми, і всі конкуруючі реакції, що відбуваються в системі) з використанням методів термодинамічного аналізу і математичного моделювання. Ця програма дозволяє проводити моделювання

різних фізико-хімічних процесів, включаючи знаходження форм міграції хімічних елементів у ґрунтовому розчині. Було розраховано по 30 імітаційним ситуаціям зміни відсоткової концентрації різних форм хімічних елементів (Cu, Pb, Zn, Mn) у ґрунтовому розчині в залежності від pH. Межі pH склали – від 4 до 8, розрахунки проведено через кожні 0,2 значення (4; 4,2; 4,6 і так далі). Ґрунтовий розчин являє собою рідку фазу ґрунту, вміщує розчинені солі, органічні та органо-мінеральні сполуки, гази і колоїди. Основні хімічні та біологічні процеси в ґрунті можуть здійснюватися тільки при наявності вільної води.

Застосування імітаційних моделей, що враховують вплив пожеж на трансформацію ґрунтів могло б створити теоретичну основу для прогнозу швидкості відновлення лісових екосистем. Для часткового вирішення цього питання нами розраховані форми міграції компонентів — неорганічні форми (у відсотках від суми молярних концентрацій всіх форм). Утворення різних форм в значній мірі залежить від фізико-хімічних параметрів системи "ґрунт – розчин" і, перш за все, від pH ґрунту. Сумарний склад ґрунтового розчину фонової ділянки наступний, (pH 4,5), мг/дм³: Ca²⁺ – 10; Na⁺ – 2; K⁺ – 2; Mn²⁺ – 0,09; Fe²⁺ – 3; Cl⁻ – 4; SO₄²⁻ – 8; HCO₃⁻ – 30; Cu²⁺ – 0,05; Zn²⁺ – 0,1; Pb²⁺ – 0,01. Змодельоване значення pH ґрунтових розчинів, що змінюється від 4 до 8 та прорахований можливий вміст різних форм міграції (у відсотках від суми молярних концентрацій всіх можливих форм) компонентів (зміни значень – 0,2) при температурі 25°C.

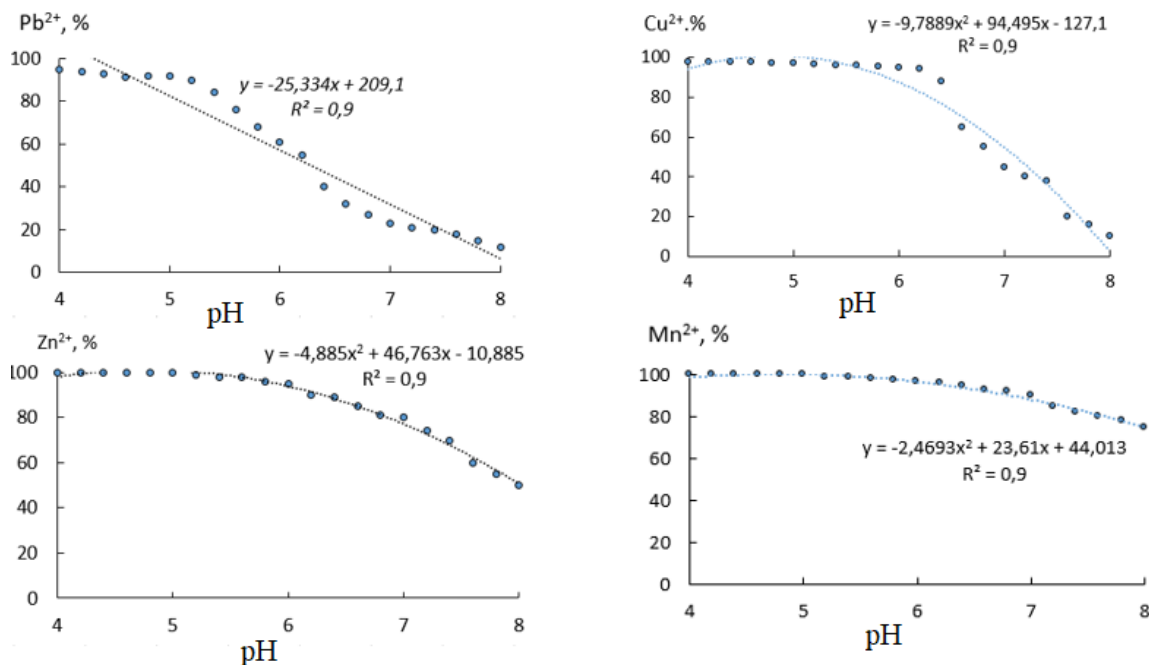


Рисунок – Графіки залежності іонних форм металів від pH ґрунтового розчину

Ми з'ясували, що мінімальне значення pH ґрунтів до пожежі становить 4,2, тоді як максимальне значення після пожежі – 7,2. Для зрозуміння природних процесів при зміні кислотності ґрунту проведено моделювання форм міграції Cu, Pb (елементи, що накопичуються при пожежі) та Zn, Mn (елементи, що

розсіюються) у ґрунтовому розчині з кроком 0,2 в межах значень рН – від 4 до 8 (рис. 1).

Метою нашого прогнозування є виявлення поточної тенденції щодо наявності іонних форм металів у ґрунтовому розчині і рН середовища. Проаналізувавши графіки вмісту іонних форм металу в залежності від рН ґрунтового розчину ми бачимо, що у всіх випадках цей показник зменшується з ростом рН (зворотна залежність). Коефіцієнт детермінації R^2 , який показує якість моделі і на скільки добре вона описує процес у всіх випадках достовірний. Встановлено, що у випадку з Pb – це лінійна залежність, а Cu, Zn, Mn – поліноміальна.

Формули на діаграмах надають можливість прогнозувати поведінку іонних форм при зміні рН середовища. На прикладі Pb^{2+} показана лінійна залежність: $y = -25,334x + 209,1$, де x – значення рН, y – кількість іонних форм. Тобто, підставивши значення нами розраховано, що при рН 8,2 і вище вільних іонів свинцю у ґрунтовому розчині не буде, а тільки комплексні сполуки. А при рН 3,9 і нижче – лише вільні іони.

Для Cu^{2+} визначено поліноміальну залежність: $y = -9,7889x^2 + 94,495x - 127,1$. Розраховано, що при рН 5 і нижче вміст Cu^{2+} буде складати 100 %, а при рН 8,2 і вище – вільних форм не буде. Катіони міді в ґрунтах виявляють більшу схильність до хімічної взаємодії з мінеральними і органічними компонентами. В результаті Cu є малорухливим елементом у ґрунтах.

Для Zn^{2+} визначено поліноміальну залежність: $y = -4,885x^2 + 46,763x - 10,885$. Розраховано, що при рН 9 вміст Zn^{2+} буде складати 20 %, а при рН 9,5 і вище – вільних форм не буде. При значенні рН 5,5 і нижче цинк буде знаходитися у ґрунтовому розчині у формі вільних іонів.

Для Mn^{2+} визначено поліноміальну залежність: $y = -2,4693x^2 + 23,61x + 44,013$. Розраховано, що при рН 5 і нижче вміст Mn^{2+} буде складати 100 %, а при рН 11,5 і вище – вільних форм не буде.

Слід підкреслити, що при моделюванні не враховано багато супутніх факторів, які впливають на ефект пожеж в лісових екосистемах. Не прийнята до уваги органічна і глиниста складова ґрунтів, що буде зрушувати вміст іонних форм в ту чи іншу сторону. Але, з більшою долею вірогідності, нам вдалося встановити межі рН, де присутні, переважно, вільні форми металів, які будуть інтенсивно надходити до рослин (більше 50%): Pb – до 6; Zn – до 7,5; Cu – до 6,8; Mn – до 11,5. Тобто, внаслідок лісових пожеж території Полісся відбувається підвищення рН ґрунту – від 4,2 до 7,5, що може привести до слабого надходження Pb, Zn, Cu до рослин і зміни фітоценозів.

ПРИЧИНИ ЗБІЛЬШЕННЯ ВМІСТУ ГАЛОГЕНІВ У ПІДЗЕМНИХ ВОДАХ ПОЛТАВСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Кухар М. В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, Київ, Україна, mvk3@ukr.net

CAUSES OF INCREASE IN HALOGEN CONTENT IN GROUNDWATER OF POLTAVA REGION

Kukhar M.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, mvk3@ukr.net

The results of research on the content of halogens (Cl, F, Br, I) are presented, as well as the reasons for their modern distribution in Buchak-Kaniv aquifer in Poltava region are analyzed. As a result of statistical data processing, the average, minimum and maximum content of halogens in water are distinguished. It is established that the increased content of fluorine, bromine, iodine in drinking groundwater is explained both by the inflow from the lower aquifers and the presence of tectonic disturbances. As for chlorine, the reason for its high content in water may be pollution of their household sewage.

Буцацько-канівський водоносний горизонт (палеоген) є основним для водопостачання Полтавської області. Тут переважають хлоридно-натрієві води, в деяких випадках зустрічається гідрокарбонатно-натрієві, вміст кальцію і магнію мінімальний.

Для визначення фонових, максимального та мінімального вмісту галогенів та інших хімічних елементів у підземних водах проведена статистична обробка даних з свердловин буцацького-канівського водоносного горизонту (130 аналізів). Для статистичної обробки отриманих даних використовувались програми – MS Excel, STATISTICA 6.

Cl: 40% проб мають мінімальне значення (0–200 мг/дм³), у діапазон 200–600 мг/дм³ потрапляє 58% проб, і тільки 2,6% проб притаманне значення 1200–1400 мг/дм³. Підвищення вмісту хлоридів погіршує смакові якості води і робить її малопридатною для питного водопостачання, обмежує застосування для багатьох технічних і господарських цілей, а також для зрошення сільськогосподарських угідь. Якщо у питній воді є іони натрію, то концентрація хлориду вище 250 мг/дм³ надає воді солоний смак [1]. Концентрація хлоридів може служити одним з критеріїв забрудненості води господарсько-побутовими стоками.

F: 42% проб мають значення 0,5–2 мг/дм³, це проби з території відносно спокійної тектонічної обстановки, біля 40% проб мають значення 3–4 мг/дм³, це території, де наявний вміст у водомісткій породі фосфоритових конкрецій, і лише 13% проб мають значення 5–7 мг/дм³. Тут фіксується перевищення ГДК фтору у водах в середньому у 2 рази, а в окремих випадках в 6,5 разів (південно-східна частина території досліджень). Це пояснюється наявністю

фосфоритових конкрецій у водомістких породах, та із зниженою концентрацією у водах кальцію та магнію, з якими фтор осаджується.

Br: 76,3% проб мають значення 1–2 мг/дм³ (перевищення ГДК у 5 разів і вище). Спостерігається наступна тенденція: при підвищеному вмісті бром, вміст хлору також збільшується (до 800 мг/дм³). Це пов'язано з зануренням водоносного горизонту і створенням закритих зон [2].

I: у більшості проб (76,3%) не виявлено, і лише 23,7% проб мають вміст 0,25–0,3 мг/дм³. Підвищений вміст йоду пояснюється контактом води з відкладами, які збагачені органічною речовиною.

Для аналізу вмісту макро- та мікрокомпонентів у підземних водах проведено статистичну обробку даних за результатами яких було побудовано діаграми із зазначенням максимального, мінімального та фонового вмісту елементів (рис. 1).

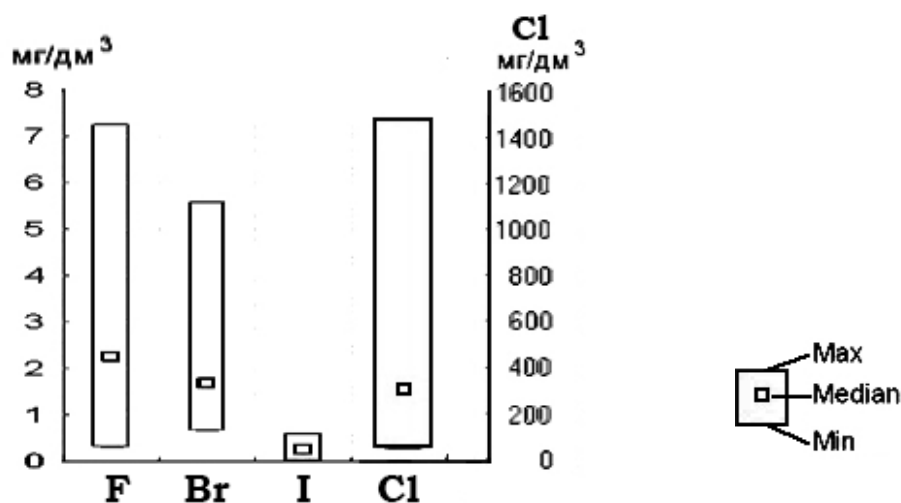


Рисунок 1 – Вміст галогенів у бучацько-канівському водоносному горизонті. max–максимальне значення, median–середнє значення, min–мінімальне значення.

Встановлено, що у водах підвищений вміст фтору, бром, йоду. Це може пояснюватись як надходженням з нижче розташованих водоносних горизонтів, так і наявністю тектонічних порушень [3].

Концентрація хлору у водах підпорядкована наявності соляних куполів, де його вміст підвищується до 1200 мг/дм³ (при фоновому 100 мг/дм³). На території робіт соляні купола, які виходять під третинні відклади знаходяться в центральній, західній, східній та південно-східній частинах.

Встановлено максимальний вміст хлору (900–1200 мг/дм³) у водах центральної частини території досліджень – це села Сватки, Підставки, Синівка, Поділки, Потолиха, Бакути, Великі Будища, смт Диканька, Краснознаменка, Ручки, Ковердина Балка, Великий Перевіз, Пришиб, Киселиха, Жоржівка. Соляний купол, який розташований в районі останніх 5 сіл, приурочений до глибинного розлому, напрямом південний захід – північний схід. В західній частині території досліджень, в районах

розташування соляних куполів, знаходяться села Піски, Бодаква, Васильки, Пізняки, Загребелля, де у водах вміст хлору становить 800 мг/дм³. В східній частині території досліджень (села Любівка, Качалівка, Котелевка, Степанівка) у підземних водах встановлено вміст хлору в межах 800–1100 мг/дм³. Останні 2 села розташовані в районі соляного куполу, через який проходить глибинний розлом у напрямі південний захід – північний схід. В південно-східній частині, в селах Чапаєве, Василівка, Сторожове, Войнівка, Новофедорівка, смт Артемівка теж визначено підвищений вміст хлору. Вищезазначені поселення знаходяться біля соляного куполу, який розташований на перетині 2 меридіанних розломів та розлому за напрямом південний схід – північний захід. Також в цій частині розташований соляний купол, біля якого розміщені села Олександрівка, Левенцівка та смт Василівка. В результаті розчинення солі соляних куполів значно підвищується вміст хлору у водах, що впливає на їхній хімічний склад.

Підвищений вміст бром у 2,5–2,9 мг/дм³ (при фоновому 1 мг/дм³) фіксується в центральній частині ділянки. Щодо йоду, тут підвищений вміст співпадає з зонами тектонічних порушень 0,23–0,27 мг/дм³ (при фоновому 0,12 мг/дм³). Щодо фтору, то його підвищений вміст у водах 4,5–5,5 мг/дм³ притаманний зонам тектонічних порушень у південно-східній частині території (села Машівка, Карлівка). Аномальний вміст фтору (5–7 мг/дм³) пояснюється як наявністю тектонічних порушень, так і присутністю фосфоритових конкрецій у водовмісних породах. Вміст фтору у фосфоритових конкреціях складає 1,5%, тоді як у водовмісних породах 0,02–0,2 мг/кг. В результаті дифузійних процесів фтор потрапляє у воду, чим і пояснюється його аномальний вміст. В той же час, при наявності тектонічних порушень, фтор потрапляє у води внаслідок конвективного переносу флюїдів з мантії.

Так, найвищий вміст фтору у підземних водах (7 мг/дм³) спостерігається у напрямі Миргород–Велика Багачка, де тектонічний розлом змінює свій напрям і, вірогідно, надходження фтору обумовлене процесами конвекції. Такий же вміст спостерігається у напрямі Артемівка–Василівка, що пов'язано з тими ж процесами. У разі відсутності тектонічних порушень вміст фтору знаходиться у межах 1–1,3 мг/дм³. Встановлено, що вміст фтору у водах контролюється вмістом кальцію. При вмісті кальцію 100 мг/дм³ вміст фтору складає 1,5 мг/дм³, а при вмісті кальцію 200 мг/дм³ і більше вміст фтору не перевищує 0–0,5 мг/дм³.

Висновки. Основні причини збільшення вмісту галогенів у підземних водах бучацько-канівського водоносного горизонту Полтавської області наступні: фтору – наявність у відкладах водоносного горизонту фосфоритових конкрецій та зон тектонічних порушень; йоду – контакт води з відкладами, які збагачені органічною речовиною; бром у – занурення водоносного горизонту і створення закритих зон; хлору – забрудненість води господарсько-побутовими стоками.

Література

1. Крюченко Н.О. Геохімія галогенів підземних вод (на прикладі Полтавської області) / Н.О.Крюченко, М.В.Кухар // Пошукова та екологічна геохімія. 2011. 1 (11). С. 49–50.

2. Розен Б.Я. Геохимия брома и йода / Б.Я. Розен – М.: «Недра», 1970. – 143с.
3. Бабинец А.Е. Естественные ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена Украины / А.Е. Бабинец, Г.А. Белявский– К. : Наукова думка, 1973. – 110 с.

УДК 550.93

ПРИРОДА ЕНДЕРБІТІВ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ ЗА ДАНИМИ U-Pb і Lu- Hf МЕТОДІВ

Лісна І.М.¹, Шумлянський Л.В.², Ларіков А.Л.¹, Сьомка Л.В.¹, Гулько В.В.¹, Коваленко О.О.¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, lesirmich@ukr.net

² Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia.

THE NATURE OF ENDERBITES OF THE PODILLYA DOMAINS ACCORDING TO U-Pb AND Lu-Hf DATA

Lisna I.M.¹, Shumlyansky L.V.², Larikov A.L.¹, Syomka L.V.¹, Gulko V.V.¹, Kovalenko O.O.¹

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, lesirmich@ukr.net

² Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia.

The study of zircons from enderbites of the Podillya Domain by U-Pb and Lu-Hf methods have confirmed the data of the Sm-Nd method on the existence of two generations of enderbites. Zircons from enderbites (samples 117/79, 127/79) have Proterozoic age and positive ϵ_{Hf} values indicating juvenile origin of these rocks. In contrast, zircons from enderbite cropping out in the Sabariv open pit (sample 110/79) have U-Pb ages – varying from ca. 2025 to ca. 2800 Ma, and ϵ_{Hf} values varying from -20.7 to +7, revealing their Neoproterozoic origin and reworking in the Paleoproterozoic time.

Проблема еволюції Землі на ранній стадії її формування і виникнення протокори, незважаючи на величезний обсяг накопичених даних, залишається дискусійною. У вирішенні цієї проблеми важливу роль відіграють методи ізотопної геохімії і геохронології, що дозволяють оцінити час і тривалість процесів короутворення. Найбільш важливими у розв'язанні цієї проблеми є ранньоархейські породи. Такими породами, згідно із ізотопними даними, в Дністровсько-Бузькому районі є гнейсовидні ендербіти (ендербіто-гнейси) Середнього Побужжя, віднесені до гайворонського комплексу, і розкриті кар'єрами Казачий Яр і Одеський. Уран-свинцевий вік ядерних частин цирконів в ендербіто-гнейсах досягає 3,78-3,8 млрд. років. [1,2]. Sm-Nd вік – 3,9 млрд. р. Вперше ці породи були описані в складі чарнокіт-норитового комплексу [3]. Пізніше – у вигляді гнейсовидних мігматитів (ендербіто-гнейсів), в яких збереглися, незважаючи на інтенсивні перетворення, геохімічні і мінералогічні докази їх природи, тобто зв'язку з породами основного-ультраосновного складу

[4]. Порооди комплексу детально досліджувалися [2, 5, 6, 7, 8], але відносно їх первинного походження досі немає однозначної думки [6]. Діапазон значень $\varepsilon\text{Nd} = (+0,4 \dots -1,8)$, від близьких до CHUR (однорідний хондритовий резервуар) до негативних значень, вказує на походження ендербіто-гнейсів з порід з короткою короною передісторією, радше за все – з первинної мафічної протокори.

Подібні ендербіто-гнейсам породи встановлені в Подільському блоці в кар'єрах м.м. Літина, Сабарова. Вони більш перетворені, особливо в Сабарівському кар'єрі, мають масивний вигляд. Подібність їх до древніх ендербіто-гнейсів встановлена завдяки присутності "типоморфного" циркону, характерному для ендербіто-гнейсів [10]. В Літинській структурі встановлені слабо перетворені ендербіто-гнейси. В них зберігся давній Nd модельний вік у 3650 млн. р [9]. Вік цирконів становить $2,8 \pm 0,1$ млрд. р., що відповідає часу гранулітового метаморфізму. Ендербіти із кар'єру м. Сабарів (проба 110/79) зазнали більшого впливу палеопротерозойського тектоно-метаморфічного процесу. Вік циркону, отриманий традиційним уран-свинцевим методом, становить 2262 ± 24 млн. р. [10]. Ендербіти із кар'єрів Літина і Сабарова мають негативні значення εNd , які вказують на формування цих порід із джерел з «короною» передісторією [9]. Мінералогічні та геохімічні дані вказують на те, що ендербіто-гнейси Середнього Побужжя $\rightarrow$ ендербіти Літина $\rightarrow$ ендербіти Сабарова належать до одного неперервного ряду, які в різній мірі зазнали перетворення ендербіто-гнейсів $\sim 2,8$ і $\sim 2,0$ млрд. років тому.

Ендербіти Подільського блоку, які утворені в результаті ультраметаморфізму метаморфічних порід кальцифір-кристалосланцевої формації, мають позитивні значення εNd , які вказують на утворення їх із ювенільного джерела. Отриманий традиційним уран-свинцевим методом [10] вік ендербіта 117/79 із кар'єра с.Тиврів дорівнює 2096 ± 24 млн. р., а ендербіт 127/79 із кар'єра с. Голосків - 2060 ± 16 млн. р. З огляду на те, що циркони в поліметаморфічних областях, якими є район досліджень, часто неоднорідні, містять ядра, було проведено дослідження цих цирконів методом лазерної абляції із застосуванням мас-спектрометрії із індуктивно-зв'язаною плазмою (LA-ICP-MS) в центрі ім. John de Laeter університету Curtin University, Перт, Австралія. Ізотопний склад гафнію визначали за допомогою мультиколекторного приладу Nu Plasma II. При цьому абляційні кратери розміщувались поблизу кратерів уран-свинцевого датування. Розрахунки початкових співвідношень $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ та значень εHf виконувалися з урахуванням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ віку. При розрахунках було прийнято константу розпаду $\lambda^{176}\text{Lu} = 1,867 \times 10^{-11}$ [11] та такі сучасні співвідношення в універсальному хондритовому (CHUR): $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ та $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ [12].

Результати визначення віку уран-свинцевим методом по індивідуальних зернах циркону показано на рис. 1. Ендербіт 110/79 (Сабарів), як видно з рис. 1а, мав дуже складну геологічну історію. Вік окремих зерен варіює в діапазоні від 1800 до 3400 млн. років. При цьому майже всі точки близькі до конкордії.

Формально дискордія перетинає конкордію в точках 2170 та 2765 млн. років. Навпаки, ендербіти 117/79 (Тиврів, рис. 1б) та 127/79 (Голоскове, рис. 1в) представлені скупченням точок навколо значень 2080 і 2070 млн. років на конкордії, що майже співпадають з попередніми даними [10].

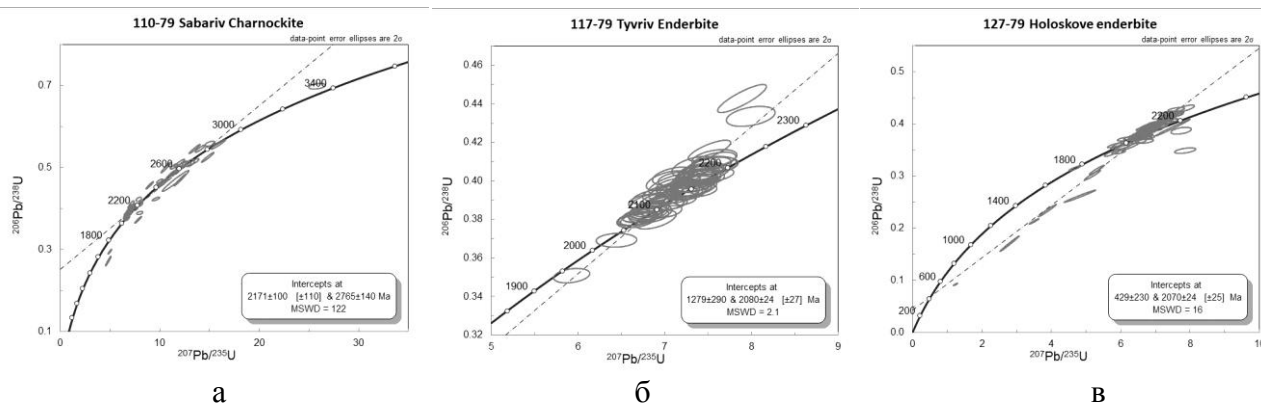


Рисунок 1 - Результати уран-свинцевого датування методом LA-ICP-MS індивідуальних зерен циркону досліджених зразків: а – чарнокіт 110/79 с. Сабарів, б – ендербіт 117/79 с. Тиврів, в - ендербіт 127/79 с. Голоскове.

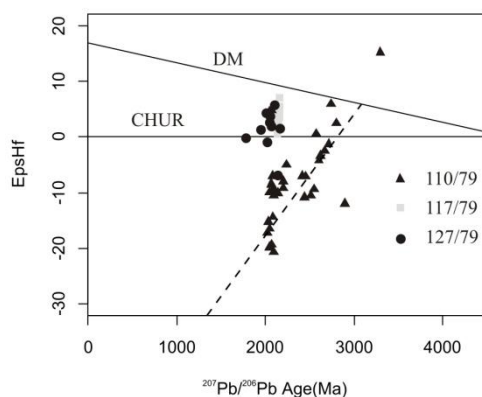


Рисунок 2 - Залежність ϵ_{Hf} від віку цирконів досліджених зразків порід: 110/79 – ендербіт с. Сабарів, 117/79 – ендербіт с. Тиврів, 127/79 - ендербіт с. Голоскове. Пунктиром показано еволюційну лінію що відповідає співвідношенню $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$.

Результати вимірювань ізотопного складу гафнію в індивідуальних зернах циркону з досліджених ендербітів Подільського блоку наведено на рисунку 2, на якому добре видно різницю в геологічній історії різних ендербітів Подільського блоку. Практично всі точки, що належать цирконам з двох проб ендербітів (117/79, 127/79), мають позитивні значення ϵ_{Hf} , що свідчить про ювенільне походження речовини при утворенні цих порід. Навпаки, точки цирконів сабарівського ендербіту (проба 110/79) розтягнуті в широкому діапазоні як за віком – від 2025 до 3295 млн. років, так і за значеннями ϵ_{Hf} - від -32 до +7. Точки ϵ_{Hf} в основному розташовані вздовж лінії тренду (пунктирна лінія) що відповідає співвідношенню $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$. Такий тренд характерний для процесів омоложення зерен циркону за рахунок втрати радіогенного свинцю або часткової чи повної їх рекристалізації. Таким чином, ендербіт із

кар'єра с Сабарів остаточно сформувався приблизно 2100 млн. років тому, але за рахунок більш древнього субстрату віком біля 2,8 млрд. років.

Вивчення цирконів із ендербітів Подільського блоку U-Pb і Lu-Hf методами підтвердило дані Sm-Nd метода про існування корових і ювенільних ендербітів.

Література

1. Библикова Е.В. Древнейшие породы Земли: изотопная геохронология и геохимия изотопов // *Мінерал. журн.*, 2004. Т. 26, № 3. С. 13–20.
2. Библикова Е.В., Клаэссон С., Федотова Ф.Ф., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Ильинский Л.С. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // *Геохимия*, 2013. № 2. С. 99–121.
3. Хатунцева А.Я.К вопросу о формационной принадлежности и происхождении чарнокитовых пород Среднего Побужья // *Геол. журн.*, 1986. Т. 46, № 5. С. 64–68.
4. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. Киев : Наук. думка, 1988. 133 с.
5. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартницкий Е.Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // *Геохимия и рудообразование*, 1995. № 21. С. 56–69.
6. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужья та ізотопний склад гафнію в цирконах // *Мін. журнал*, 2012. Т. 34, № 2. С. 64–79.
7. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. Этапы формирования бугского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит // *Мінерал. журн.*, 2013. Т. 35, № 4. С. 87–99.
8. Shumlyansky L., Wilde S.A., Nemchin A.A., Claesson S., Billström K., Bagiński B., 2021. Eoarchean rock association in the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian shield: a suite of LILE-depleted enderbites and mafic granulites. *Precam. Res.*, 352, 106001.
9. Степанюк Л.М., Библикова Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // *Мінерал. журн.*, 1998. Т. 20, № 5. С. 72–79.
10. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (Протерозой) // Киев : Наук. думка, 2008. 238 с.
11. Söderlund U., Patchet, J.P., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics. // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004. Vol. 219. P. 311–324.
12. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008. Vol. 273. P. 48–57.

УДК 548.4:550:550.83:551.73:553.98 (262.5+477.9)

ГЛИБИННА ПРИРОДА ВУГЛЕВОДНЕВОГО ФЛЮЇДУ НА ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ ЗА ВКЛЮЧЕННЯМИ В АУТИГЕННИХ МІНЕРАЛАХ

*Наумко І. М.¹, Кадурін В. М.², Янко В. В.², Зінчук І. М.¹,
Сахно Б. Е.¹, Кадурін С. В.², Какаранза С. Д.², Дікол О. С.²*

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
igggk@mail.lviv.ua, naumko@ukr.net

²Одеський національний університет ім. І.І. Мечникова, Одеса, Україна,
vl.kadurin@gmail.com, valyan@onu.edu.ua, lenka.dikol@gmail.com

DEEP NATURE OF HYDROCARBON FLUID WITHIN THE BLACK SEA SHELF BASED ON INCLUSIONS IN AUTHIGENIC MINERALS

*Naumko I. M.¹, Kadurin V. M.², Yanko V. V.², Zinchuk I. M.¹,
Sakhno B. E.¹, Kadurin S. V.², Kakaranza S. D.², Dikol O. S.²*

¹Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of
Ukraine, Lviv, Ukraine, igggk@mail.lviv.ua, naumko@ukr.net

²Odesa I.I. Mechnikov National University, Odesa, Ukraine,
vl.kadurin@gmail.com, valyan@onu.edu.ua, lenka.dikol@gmail.com

Evidence of vertical migration of deep hydrocarbon fluids on the north-western Black Sea shelf has been obtained using thermobarogeochemical parameters. In particular, within the detected degassing pipes on the Pra-Dnieper structure that is promising for oil and gas, methane and its homologues (over 85 vol. %) dominate in the inclusions in authigenic minerals from Jurassic limestones and veinlets, with rather high relative gas saturation (up to 1.0 Pa). These data, together with other oil and gas indicators for a number of geological structures, can be interpreted as important indicators of the deep nature of hydrocarbon fluids as well as deep hydrocarbon saturation of the bowels.

На основі новітніх теоретичних передумов і великого обсягу регіональних геофізичних досліджень на шельфі Чорного моря виділено сотні перспективних на вуглеводні площ, однак частка експлуатованих родовищ незначна, що пояснюється складністю вибору конкретної точки буріння, зокрема, за умов морських акваторій. Це важливе питання може вирішити комплексна система прогнозних прецизійних критеріїв і пошукових ознак покладів вуглеводнів [1], яка дає змогу збалансувати прогнозні критерії і пошукові ознаки за методикою рангової інтерпретації геологічної інформації, спрямованої від першого до п'ятого рангів, що сприятиме звуужуванню площі виявлення покладу до розміру вибору території буріння. Інтерпретаційну систему нами побудовано на флюїдогенетичних принципах [2], якими передбачається рух глибинних флюїдів по неоднорідному осадовому чохлау шельфу Чорного моря.

Для опрацювання рангової геологічної інформації та її кореляції вибрали перспективну Прадніпровську площу на зовнішньому шельфі Чорного моря (глибини моря від 20 до 40 м). В її межах із запланованих трьох параметричних свердловин у 1994 р. пробурили лише одну (св. 2 - Прадніпровська).

На основі раніше проведених геофізичних робіт і буріння параметричних свердловин ми провели інтерпретацію і отримали геолого-геофізичні розрізи по фрагментах низки регіональних геофізичних профілів, виконаних англійською геофізичною фірмою Western Geophysical на сучасних багатоканальних сейсмічних станціях. На профілях чітко видні області порушення проходження сейсмічних хвиль, які віднесені нами до труб дегазації. Газова зйомка поверхні дна, проведена нами в 2017–2018 рр. підтвердила це припущення. Крім того, практично співпадають контури виходу труб дегазації на поверхню дна з контурами перспективних структур, виділеними українськими геологами.

Залишається не вирішене питання щодо підтвердження в трубах дегазації флюїдного потоку за глибиною. Відповідь на нього буде отримано, якщо потік вдасться зафіксувати у включеннях аутигенних і аллотигенних мінералів з різних стратиграфічних рівнів всередині труби дегазації. Це можна виконати методами термобарогеохімії [2], які обґрунтовують мінералого-геохімічний ранг (геохімічні характеристики, параметри мінералогічних комплексів і флюїдних включень у мінеральних новоутвореннях) геологічної інформації [1]. Його важливість визначається тим, що включення з вуглеводнями в аутигенних мінералах як природно збережені релікти вуглеводневмісних флюїдів фіксують шляхи їхньої міграції у встановлених геофізичними методами структурах [3].

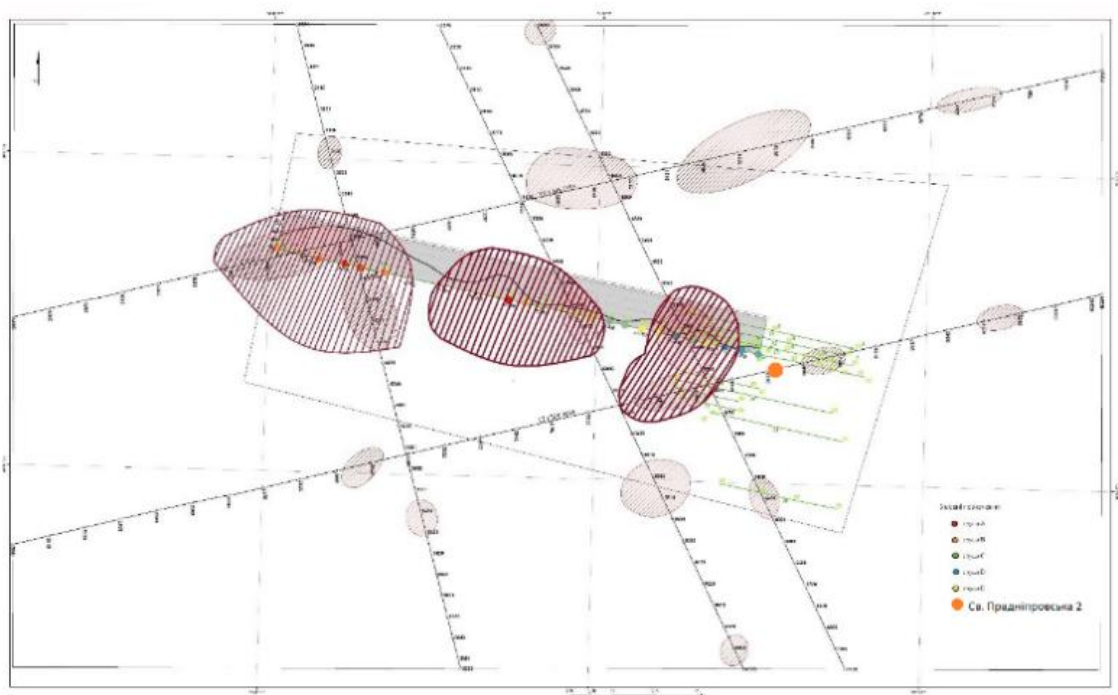


Рисунок - Розташування труб дегазації на площі Прадніпровська (за даними комплексної інтерпретації геолого-геофізичної і геохімічної інформації) [1].

З цією метою нами були випробувані як прожилки кальциту із керну порід верхньояурського і нижньокрейдового віку, так і дані вмісні породи.

Так, на Придніпровській структурі у межах труб дегазації, зафіксованих порушенням проходження сейсмічних хвиль та газовою зйомкою поверхні дна в 2017–2018 рр., у включеннях у мінералах юрських вапняків та кальциті

прожилків у них встановлено стабільно високий вміст вуглеводнів: метану та його гомологів C_nH_{2n+2} (понад 85 об. %), незначний вміст CO_2 , мінімальні концентрації азоту, а також висока відносна газонасиченість (до 1,0 Па). На відміну від юрських вапняків, у крейдовому вапняку невисокої газонасиченості переважає CO_2 (65 об. %) над метаном і його гомологами. Отже, за розрізом спадає вміст відновлених газів і зростає – окислених.

Таблиця - Склад летких компонентів флюїдних включень у мінералах і закритих пор у породах за розрізом Придніпровської структури на північно-західному шельфі Чорного моря (за даними мас-спектрометричного хімічного аналізу)

Свердловина		2-Придніпровська		
Вік		K	J_3	J_3
Інтервал відбору, м		2142–2150	2265–2272	2370–2375
Характеристика мінералу/породи		Алевро-пісковик карбонатний сірий	Вапняк перем'ятий темно-сірий	Кальцит з прожилку у сірому вапняку
Компоненти, об. %	CO_2	65,0	11,9	16,5
	N_2	12,4	2,0	7,4
	CH_4	20,3	82,6	68,5
	C_nH_{2n+2}	2,3	3,1	7,6
Відносна газонасиченість ΔP , Па		Низька, 0,068	Висока, 0,999	Висока, 1,000
Водонасиченість C_{H_2O} , об. %		–	60,0	37,0

Примітка: аналітик Б. Е. Сахно, ІГТГК НАН України (мас-спектрометр МСХ-3А)

Про можливість субвертикального підтоку флюїдів з глибинних горизонтів свідчить також високий вміст метану і значна газонасиченість зразків з інших перспективних площ. Включення у діабазі з нерозчленованого докрейдового комплексу за розрізом св. 1-Десантна (пл. Десантна) містять 74,0 об. % CH_4 , у слюдиному сланцю з св. 2-Каркінітська (пл. Каркінітська) – 41,9 об. % CH_4 , що швидше за все пов'язане з екранувальною роллю фундаменту при глибинній міграції метану. У складі газів з вапняків площі Каркінітська, крім метану (до 94,5 об. %), наявні його вищі гомологи. Показово, що максимальний вміст метану і важких вуглеводнів C_nH_{2n+2} (відповідно, до 81,6 і до 8,9 об. %) виявлено у газах нижньопалеоценового вапняку св. 16-Штормова Штормового газоконденсатного родовища, який гіпсометрично паралелізується з відкритим промисловим покладом. Майже аналогічні дані отримано по вапняку крейди, що також може вказувати на приплив флюїду з глибини. Отримані фактичні дані можна інтерпретувати як важливий критерій вуглеводненасиченості надр і показник продуктивних на вуглеводні структур.

Отже, за термобарогеохімічними показниками отримано переконливі докази вертикальної міграції флюїдів у перспективно нафтогазоносних породних комплексах північно-західного шельфу Чорного моря.

Література

1. Чепіжко О. В., Янко В. В., Кадурін В. М., Наумко І. М., Шаталін С. М. Значимість мінералогічного та літолого-петрографічного рангу в ранжуванні геологічної інформації

- // Мінерал. журн. (Mineral. Journ.). 2020. Т. 42, № 4. С. 33–49. DOI: <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.04.033>.
2. *Наумко І. М.* Флюїдний режим процесів мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагезисів): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2006. 52 с.
3. *Наумко І. М.* Мінералофлюїдологія та синтез і генезис природних вуглеводнів у надрах Землі // Геофиз. журн. (Geophys. Journ.). 2020. Т. 42, № 4. С. 72–96. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzf.0203-3100.v.42i4.2020.210673>.

УДК 550.93

ДО ПИТАННЯ ПРО ВІК ЧАРНОКІТОЇДІВ ТАШЛИЦЬКОГО КОМПЛЕКСУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Пономаренко О.М.¹, Лісна І.М.¹, Степанюк Л.М.¹, Шумлянський Л.В.², Мінєєва В.М.¹, Заяць О.В.¹, Сьомка Л.В.¹, Гулько В.В.¹, Коваленко О.О.¹

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, lesirmich@ukr.net

²Університет Кертіна, школа наук про Землю та планети, Перт, Австралія, lshumlyansky@gmail.com

TO THE QUESTION ABOUT THE AGE OF THE CHARNOKITOIDS OF THE TASHLYK COMPLEX (INGUL DISTRICT OF UKRAINIAN SHIELD)

Ponomarenko O.M.¹, Lisna I.M.¹, Stepanyuk L.M.¹, Shumlyansky L.V.², Mineeva V.M.¹, Zayats O.V.¹, Syomka L.V.¹, Gulko V.V.¹, Kovalenko O.O.¹

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, lesirmich@ukr.net

²Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia.

As a result of detailed geological and petrographic studies, it is proposed the Tashlyk complex of the Ingul megablock, referred in the chronostratigraphic scheme of the USh to the Paleoarchaeon, to the raise to the Proterozoic Ingul-Inguletz series. Investigation of zircons by the ICP-MS method with laser ablation in charnokitoids, Archean zircons aged 2981 - 2796 million years were established. That is, the age of the protolith of the charnokitoids of the Tashlyk complex of the Priingul syncline is Archean, but lower than the age of the zircons from the enderbites of the Gaivoron complex.

У південно-східній частині Приінгульської синклінали Інгульського мегаблоку УЩ встановлені чарнокітоїди, які за зовнішнім виглядом подібні до палеоархейських ендербітів гайворонського комплексу. В результаті був виділений ташлицький комплекс, віднесений в стратиграфічній схемі до палеоархею [1]. Надалі, в результаті детальних досліджень [2, 3] було запропоновано підняти ташлицький комплекс в стратиграфічній схемі вище на рівень інгуло-інгулецької серії.

Для уточнення віку ташлицького комплексу були вивчені циркони із чарнокітоїдів декількох відслонень південно-східної частини Приінгульської синкліналі: біля покинутого с. Лаврівка (проби 4966, 4967), де візуально були встановлені ендербіти «гайворонського» типу [7, 8], біля х. Зелений Гай на березі р. Боковенька (пр. 4975) і в покинутому кар'єрі на правому березі р. Верблюжка (пр. 4986). Всі відслонення представлені чергуванням зеленувато-сірих гнейсовидних плагіочарнокітів (ендербітів) і чарнокітів, які візуально важко розрізняються. Взаємовідносини гнейсів, чарнокітоїдів в Приінгульській синкліналі всюди стандартні: основу складають гіперстен-біотитові плагіогнейси спасівської світи і згідні з ними гнейсовидні чарнокітоїди часто з овалоїдами діопсидових кристалосланців. Мінеральний склад чарнокітоїдів, %: плагіоклаз – 40-50, кварц – 20-25, гіперстен – 10-15, біотит – 10-20, калієвий польовий шпат – 7-20, од. зерна гранату, діопсиду, $\pm$ шееліт, акцесорні: циркон, апатит, монацит. Калієвий польовий шпат і зерна гіперстену мають накладений характер [3]. Структура порід гранобластова. В чарнокітоїдах присутні циркони двох генерацій. Циркони ранньої генерації – коричневі коротко-призматичні чіткі кристали цирконового, іноді гіацинтового типу з $L_4 = 0,12-0,2$ мм, $K_{\text{вид.}} = 1,5 - 2,0$. Серед них є темно-коричневі, напівпрозорі, з матовим блиском і світло-коричневі більш прозорі, однорідні, часто зональні, з матовим або скляним блиском (біля 40 %). Коричневі і темно-коричневі циркони часто мають облямівки цирконів пізньої генерації, товщина яких варіює від слабо помітних до таких, що займають більшу частину зерна. Ізотопний вік 6 зерен цирконів ранньої генерації з проби № 4967 становить від 2981 до 2796 млн. років за $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Аналіз був виконаний в Державному дослідному університеті м. Брістоль (Великобританія) з використанням мас-спектрометру Finnigan Element 2, оснащеного лазерною приставкою New Wave Research UP193HE Deep-UV (193 nm) Excimerlaser. У цирконах віком 2981 млн. років спостерігається більш високий вміст урану, торію, свинцю і високе значення відношення $\text{Th}/\text{U} = 0,59$. У цирконах віком 2796 млн. років вміст урану, торію і свинцю зменшується, відповідно до 184, 40, 106 ppm. Зменшується значення Th/U відношення до 0,22. Зниження віку цирконів ранньої генерації, без сумніву, є результатом впливу на них тектоно-магматичної події (ультраметаморфізму?) віком біля $2,0 \pm 0,1$ млрд. років, яка мала місце в Інгульському мегаблоці. У чарнокітоїдах в результаті з'являється новий (ювенільний?) циркон, віднесений нами до пізньої генерації, який відрізняється від циркону ранньої генерації прозорістю, сильним «дорогоцінним» блиском, іноді жирним, різною формою зерен від округленої до видовженої або призматичної, світло-коричневим або темно-коричневим кольором, іноді з червонуватим відтінком.

Разом з цирконом пізньої генерації в чарнокіті є монацит, вік якого $2031,1 \pm 3$ млн. років.

Присутність в чарнокітоїдах ташлицького комплексу циркону архейського віку свідчить про те, що чарнокітоїди утворилися за рахунок більш древніх архейських порід, в яких $2,0 \pm 0,1$ млрд р. тому назад з'явилися нові популяції

цирконів за рахунок руйнування цирконів ранньої генерації, так і в результаті приносу цирконію магматичними флюїдами під час тектоно-магматичної події (ультраметаморфізму?). Згідно генераційного аналізу, розробленого І.В. Носиревим, В.М. Робул [4], архейські циркони за зовнішнім виглядом (коротко-призматичні кристали з чіткими формами цирконового, рідше гіацинтового типу, часто тонкозональні), можна віднести до синпетрогенних цирконів архейських гранітоїдів (вулканітів) амфіболітової фації і до реліктових в протерозої. За [4] до реліктових відносяться циркони, що утворилися до формування існуючої асоціації породоутворюючих мінералів гірської породи і залишились в породі в процесі її формування. Реліктові циркони, таким чином, можуть бути цирконами протоліту даної породи, як в нашому випадку, або ксеногенними цирконами.

Циркони пізньої генерації, утворені $2,0 \pm 0,1$ млрд. років тому, за зовнішнім виглядом (прозорість, однорідність, коштовний блиск, різноманітність форм - від округленої до видовжено-призматичної) відповідають «накладеним» цирконам, які за [4] виникають в ході накладених ендегенних геологічних процесів.

Присутність в чарнокітоїдах ташлицького комплексу циркону архейського віку свідчить про те, що чарнокітоїди утворилися за рахунок більш давніх архейських порід (гранітоїдів або вулканітів амфіболітової фації), в яких $2,0 \pm 0,1$ млрд. р. тому назад утворились нові популяції цирконів ранньопротерозойського віку, ймовірно, за рахунок як руйнування цирконів ранньої генерації, так і в результаті приносу цирконію магматичними флюїдами під час тектоно-магматичної події (ультраметаморфізму?).

Таким чином, вік протоліту чарнокітоїдів ташлицького комплексу Приінгульської синкліналі архейський, але менший ніж вік цирконів із ендербітів гайворонського комплексу.

При картуванні гнейсовидні чарнокітоїди часто визначаються як біотит-гіперстенові гнейси і відносяться до спасівської світи. Як вважав І.Б. Щербаков [3], ці гнейсовидні дрібнозернисті породи за мінеральним складом з рівним правом можуть бути визначені і як гнейси, і як гнейсовидні чарнокітоїди, а з петрографічних позицій їх можна називати гіперстен-біотитовими гнейсами і плагіогнейсами. В такому випадку не виключено, що протоліти спасівської світи також архейського віку.

Література

1. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). К.: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
2. Щербаков И.Б., Рябоконь В.В., Минеева В.Н. О валидности ташлыкского комплекса // Геохимия и рудообразование. – 2004. – Вып. 22. – С. 67-71.
3. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.
4. Носырев И.В., Робул В.М., Єсипчук К.Е., Орса В.И. Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.

УДК 552.08:552.3(477)

**МАГМАТИЧНІ КОМПЛЕКСИ ТА КОРЕЛЯЦІЙНА
ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА СХЕМА РАННЬОГО ДОКЕМБРІЮ УЩ**

Пономаренко О.М., Степанюк Л.М., Сукач В.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Україна, Київ, pan.igmof@gmail.com, stepaniuk@nas.gov.ua,
svital@ukr.net

**MAGMATIC COMPLEXES AND CORRELATION
CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART OF THE EARLY PRECAMBRIAN OF
UKRAINIAN SHIELD**

Ponomarenko O.M., Stepanyuk L.M., Sukach V.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, pan.igmof@gmail.com, stepaniuk@nas.gov.ua,
svital@ukr.net

It is proposed to add rocks to one complex according to the following features: main, equivalent features: 1) bedding of rocks and geological relationships; 2) proved isotopic data. The first one is preferred if proved radiogeochronological results are absent or available data are controversial. Important features: 3) physical properties of rocks and their reflection in geophysical fields; 4) chemical composition; 5) geochemical features and metallogenic specialization. Minor features: 6) mineralogical and petrographic composition; 7) color of rocks.

Кореляційна стратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита 2004 р. [1] (далі Схема) за своїм наповненням є єдиною і унікальною серед існуючих стратиграфічних схем, оскільки в ній практично половину обсягу займають нестратифіковані утворення, що розділені на дві групи комплексів: ультраметаморфічні (автохтонні та параавтохтонні) та магматично-інтрузивні. Якщо включення до Схеми ультраметаморфічних утворень обґрунтовується їхніми тісними структурно-генетичними зв'язками зі стратиграфічними одиницями, то наявність в ній магматичних комплексів виглядає на перший погляд нелогічним. Тим не менше, така структура Схеми є традиційною для українських геологів та цілком виправданою. Саме завдяки віковому положенню магматичних комплексів, визначеному геохронологічними методами, та їхнім геологічним співвідношенням з серіями, світами, товщами вдавалося визначити вікове та стратиграфічне положення останніх. Тому в процесі геологічного картування розчленування ультраметаморфічних та магматично-інтрузивних (магматичних) порід мало вирішальну роль для достовірного та інформативного відображення геологічної ситуації на геологічних картах. Разом з тим, коли для переважної більшості стратифікованих підрозділів будуть отримані реперні ізотопні дати, які визначатимуть нижню та верхню вікову межу їх накопичення, виділення в Схемі магматичних комплексів втратить свою роль.

В практиці українських геологів існує декілька принципів виділення магматичних комплексів. Одним із них є петрологічний, в основу якого

покладено мінеральний і хімічний склад порід, структурно-текстурні і геохімічні особливості, металогенічна спеціалізація тощо. В межах різних мегаблоків УЩ за цим принципом виділено що найменше півсотні комплексів [3]. Однак, в процесі геологічного картування співвідношення між поширеними в межах одного району комплексами часто залишаються не з'ясованими. Водночас більшість відмінних за переліченими вище ознаками порід в той чи інший спосіб відображаються на геологічній карті різним крапом, індексами тощо. В результаті це може призводити до штучного розчленування за певними варіаціями фізичних, петрографічних, геохімічних параметрів генетично поєднаної, одновікової групи порід на окремі комплекси.

Геохронологічний підхід на перший погляд є більш інформативним і дієвим для геологічного картування, в першу чергу завдяки цифровому вираженню результатів дослідження. Беззаперечним є той факт, що саме завдяки радіогеохронологічному методу більшість магматичних та ультраметаморфічних комплексів УЩ надійно продатовані. Використання їх у Схемі дало змогу з максимальною достовірністю визначити стратиграфічне положення стратифікованих товщ, просторово, а подекуди й генетично (в першу чергу стосовно ультраметаморфічних комплексів) з ними поєднаних. Разом з тим, навіть високоточні дані радіогеохронологічних досліджень із застосуванням сучасного лабораторного обладнання не можуть бути самодостатніми і потребують ретельної геолого-геохімічної інтерпретації, особливо для порід, які претерпіли інтенсивні та неодноразові тектоно-термальні події. А саме такими в переважній своїй більшості є стратифіковані архей-протерозойські породи УЩ.

Як же виконано розчленування магматичних і ультраметаморфічних утворень УЩ в чинній Схемі? Безперечно, на час її створення, а це початок 2000-х років, показані в ній комплекси оптимально відображали найменш суперечливий та максимально достовірний варіант їхнього вирізнення. Тим більше, він базувався на результатах регіональних геолого-зйомочних робіт, що активно виконувалися в складі державної програми зі створення Держгеолкарти-200. Водночас, новий фактичний матеріал виявив до цього невідомі факти, які почали входити в протиріччя з прийнятим розчленуванням магматичних (ультраметаморфічних) утворень, підсилив дискусійність окремих невирішених питань, які раніше вважалися несуттєвими.

В комплекс об'єднувалися магматичні породи, що були сформовані в результаті прояву одного етапу магматизму (ультраметаморфізму). При цьому ультраметаморфічні породи повинні бути просторово поєднаними і мати один і той же субстрат, тобто замішувати породи одного і того ж стратиграфічного підрозділу. На жаль в одних випадках це були серії, наприклад граніти кіровоградського комплексу розвиваються по суперкрустальних породах інгуло-інгулецької, граніти житомирського комплексу – по породах тетерівської серії, в інших випадках комплекси утворилися за рахунок світ або товщ. Зокрема, плагіогранітоїди шерemetівського комплексу розвиваються лише по породах нижньої (василівської) світи тетерівської серії, а граніти

бердичівського комплексу – по березнинській, побузького – по зеленолевадівській товщах. Багато невідповідностей з виділенням магматичних комплексів в Росинсько-Тікицькому мегаблоці, де на одному рівні виділено ставищанський та уманський і дещо нижче гайсинський та звенигородський комплекси. Водночас, за результатами уран-свинцевого ізотопного датування вікові межі формування порід цих чотирьох комплексів перекриваються. Ще більш складна ситуація в Приазовському мегаблоці, де у віковому інтервалі 2100-2000 млн. років виділено шість комплексів, три ультраметаморфічних – каратюцький, салтичанський і одновіковий йому анадольський та три інтрузивно-магматичних – обіточненський, чернігівський та хлібодарівський.

З метою уніфікації підходів до вирізнення магматичних комплексів УЩ пропонуємо для обговорення наступне:

- ✓ в магматичні комплекси об'єднувати породи, що сформувалися впродовж одного конкретного ендегенного геологічного процесу (магматизм, ультраметаморфізм, метасоматизм та ін.), при цьому залишити поділ на інтрузивно-магматичні та ультраметаморфічні комплекси;
- ✓ інтрузивно-магматичні комплекси можуть об'єднувати породи не зважаючи на їхній склад (кислі, середні, основні, тощо) за наявності даних про їхню генетичну спорідненість;
- ✓ породи (гранітоїди), які виокремлюються в ультраметаморфічні комплекси, повинні мати в якості субстрату породи стратиграфічного підрозділу, що в Схемі виділені на рівні серії.

До складу одного комплексу пропонується відносити породи за наведеними нижче ознаками. Зазначимо, що подібний підхід для гранітоїдів був розроблений В.М. Скобелевим [2]:

Головні, рівнозначні ознаки:

- 1) залягання порід, геологічні співвідношення;
- 2) реперне ізотопне датування (за відсутності достовірних або наявних суперечливих радіогеохронологічних даних перевага надається геологічним ознакам).

Важливі ознаки:

- 3) фізичні властивості порід та прояв у фізичних полях;
- 4) хімічний склад порід;
- 5) геохімічні особливості і металогенічна спеціалізація.

Другорядні ознаки:

- 6) мінералого-петрографічні особливості.

Рекомендовані зміни до Схеми:

Волинський мегаблок: об'єднати гранітоїди житомирського та плагіограніти шереметівського комплексів у складі єдиного житомирського комплексу.

Росинсько-Тікицький мегаблок: усі двопольовошпатові граніти (ставищанський, уманський комплекси) виділити в складі єдиного уманського комплексу.

Дністровсько-Бузький мегаблок: ліквідувати літинський мезоархейський комплекс, оскільки літотипові антипертитові ендербіти (Літинський кар'єр) були сформовані в палеопротерозої (2034 ± 5 млн. років тому), синхронно з гранітоїдами бердичівського комплексу. Антипертитові ендербіти і чарнокіти мегаблоку віднести до складу бердичівського комплексу; перемістити пробузький комплекс на один рівень з бердичівським, оскільки за результатами уран-свинцевого ізотопного датування монацитів із K-Na-гранітів Середнього Побужжя (побузький комплекс) вони сформувалися у віковому інтервалі 2,04-1,08 млрд. років тому.

Інгульський мегаблок: двопольовошпатові гранітоїди Інгульського мегаблоку доцільно об'єднати в один (наприклад, кропивницький) комплекс, залишивши в складі новоукраїнського лише габроїди, інтрузивна природа яких не викликає сумнівів.

Середньопридніпровський мегаблок: дніпропетровський комплекс розмістити на рівні 3,19-2,96 млрд. років, відповідно до результатів уран-свинцевого ізотопного датування акцесорних цирконів; зарахувати до складу сурського комплексу повнокристалічні плутонічні плагіограніти, які наразі відносяться до ультраметаморфічного дніпропетровського комплексу; вирізнити в самостійний комплекс субвулканічні плагіогранітоїди, які розвинені лише в межах зеленокам'яних структур і з якими пов'язане зруденіння золота і молібдену.

Приазовський мегаблок: добропільський комплекс перенести на рівень 2100-2080 млн. років відповідно до результатів уран-свинцевого ізотопного датування.

Література

1. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка) / К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. – К.: УкрДГРІ, НСК України, 2004. – С. 29.
2. Скобелев В.М. Петрография и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1987. – 140 с.
3. Щербаков І.Б. Петрологія Українського щита // Львів : ЗУКЦ. – 2005. – 366 с.

УДК 551.24+553.98(477)

ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕСІВ МІГРАЦІЇ І АКУМУЛЯЦІЇ В НАФТОГАЗОНОСНИХ РЕГІОНАХ УКРАЇНИ

Савчак О.З.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів, Україна,
savchakolesya@gmail.com

PECULIARITIES OF MIGRATION AND ACCUMULATION IN OIL AND GAS BEARING REGIONS OF UKRAINE

Savchak O.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
savchakolesya@gmail.com

Comparative analysis of the composition of natural hydrocarbons has been carried out within the limits of the Western region based on the main structural-tectonic elements of the region: outer and inner zones of the Precarpathian deep, the Transcarpathian deep and the Lviv Paleozoic deep; within the Eastern region – the Northern edge of the deep and the deep itself; within the Southern region – water area and land. On this basis the definite zonality of the distribution of hydrocarbon components of natural gases within the bounds of the oil-gas regions has been determined. Such different composition of gases testifies to independent sources of hydrocarbon supply and different duration of migration of the latter.

Західний нафтогазоносний регіон України приурочений до Карпатської нафтогазоносної провінції та поділяється на 3 нафтогазоносні області: Передкарпатську, область Складчастих Карпат і Закарпатську та Волино-Подільську нафтогазоносну область. Основною є Передкарпатська, де на сьогодні налічується понад 90 родовищ нафти і газу. Переважна більшість нафтових родовищ зосереджені в крейдово-палеогеновому фліші Внутрішньої зони, а газових – у моласах баденію і сармату Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Поклади вуглеводнів виявлені також у платформених породах крейдового і юрського віку, які складають фундамент прогину. У Скибовій зоні виявлено всього 2 нафтові родовища, а у Закарпатському прогині – 4 газові.

Східний нафтогазоносний регіон України приурочений до Дніпровсько-Донецької нафтогазоносної провінції, де виявлено понад 200 родовищ газу, газоконденсату і нафти, продуктивними є породи кристалічного фундаменту і відклади осадового чохла від девону до юри.

Південний нафтогазоносний регіон України (Кримсько-Чорноморська нафтогазоносна провінція) включає материкову й акваторіальну частини, де відкрито близько 40 невеликих та дрібних переважно газових і газоконденсатних родовищ. Поклади нафти встановлені на декількох родовищах.

Установлено такі критерії процесів латеральної міграції вуглеводнів Західного нафтогазоносного регіону: газонасність в основному в межах регіону крейдово-баденських відкладів; диференційоване розташування зон;

газонагромадження (Більче-Волицький нафтогазоносний район) та нафтогазонагромадження (Бориславсько-Покутський); зональність просторового поширення вуглеводневих компонентів природного газу.

Нижче перелічено критерії процесів вертикальної міграції вуглеводнів: наявність здебільшого багатопластових родовищ, причому нерідко включають поклади різних типів; великий поверх нафтогазоносності (змінюється від 50 до 5700м); зміна складу природних газів зверху вниз від чисто метанових до збагачених гомологами метану; наявність аномально високих пластових тисків.

У межах Східного нафтогазоносного регіону особливості в загальному залежать від будови осадового покриву, яка, у свою чергу, контролюється системою поздовжніх і поперечних глибинних порушень. Склад і зміст компонентів вільного газу змінюються як уздовж осьової частини Дніпровсько-Донецької западини (з північного заходу на південний схід), так і в поперечному напрямку до її бортів.

Аналіз особливостей геологічної будови і нафтогазоносності в сукупності з наявними геохімічними даними дозволяє зробити висновок про те, що формування покладів нафти і газу в Східному нафтогазоносному регіоні обумовлено як латеральною, так і вертикальною міграцією вуглеводнів.

При цьому в нижніх структурних поверхах, зокрема в нижньокам'яновугільних відкладах, поклади сформувалися переважно за рахунок латеральної міграції флюїдів, а в вищезалягаючих літолого-стратиграфічних комплексах – в результаті вертикальної міграції. Тектонічна будова регіону впливала на неодноразове переформування покладів, що мало місце в період найбільшої тектонічної активності. Крім того, на формування і переформування покладів впливав соляний тектогенез.

Про велику роль латеральної міграції у формуванні промислових скупчень вуглеводнів свідчить наступне: регіональна нафтогазоносність нижньокам'яновугільних відкладів, причому на низці родовищ продуктивність встановлена тільки в цих відкладах; присутність в розрізі нижньокам'яновугільних відкладів відносно добре витриманих по простягання піщаних пачок – шляхів латеральної міграції – і потужної товщі переважно глинистих порід (серпуховський ярус – верхи визейського ярусу), що перекриває піщані пачки і забезпечує герметизацію нижньокам'яновугільного резервуару; приуроченість багатьох родовищ нафти і газу до зон, перехідних від найбільш опущених до найбільш підвищених ділянок і до периферичних частин великих прогинів; збільшення щільності вуглеводнів при простеженні цього показника за покладами, приурочених до одного й того ж резервуару, в напрямку від приосьової частини западини до її бортів; наявність обширних ділянок моноклінального залягання порід, що складають прибортові зони западини (північну і південну) і борти великих прогинів, з якими іноді пов'язані несклепінні поклади нафти і газу (Північноголубівське, Руденківське, Білоусівське родовища).

На широкий розвиток процесів вертикальної міграції вуглеводнів вказує наступне: наявність значної кількості багатопластових родовищ, в яких поклади

нерідко встановлені в стратиграфічному діапазоні від нижньокам'яновугільних до тріасових і юрських включно. Такі родовища пов'язані з антиклінальними складками, ускладненими диз'юнктивними порушеннями; великий поверх нафтогазоносності на низці родовищ, іноді перевищує 800–1000 м (родовища південно-східної частини регіону); в ряді випадків поклади, приурочені до різновікових відкладів, подібні за щільністю і хімічним складом вуглеводнів; існування аномально високих тисків на низці родовищ, які контролюються нижньопермськими ангідрито-соленосними покривками (південно-східна

Більшість родовищ природних вуглеводнів Південного нафтогазоносного регіону (Чорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції) розташовані в межах Каркінітсько-Північнокримського прогину. В акваторіальній його частині виявлено 7 дрібних і середніх за запасами газових і газоконденсатних родовищ, а на території прилеглого суходолу Рівнинного Криму відкрито 2 нафтових і одинадцять дрібних газових і газоконденсатних родовищ.

Аналіз особливостей регіональної будови, умов формування окремих локальних структур, нафтогазоносності та фазового складу родовищ вуглеводнів нафтогазоносного регіону дозволяє зробити висновки про те, що формування покладів нафти і газу зумовлено як латеральною, так і вертикальною міграцією вуглеводнів.

Аспекти процесів латеральної міграції вуглеводнів: регіональна нафтогазоносність у межах провінції палеоцен–олігоценівих відкладів (причому на низці родовищ продуктивність встановлена тільки в цих стратиграфічних горизонтах); наявність в осадовому покриві різномасштабних горизонтальних переміщень: шар'яжів, насувів, ретронасувів, лістричних розривних порушень, які маючи у верхніх горизонтах круте падіння, виположуються вниз за розрізом, змінюючи площину скиду до майже горизонтальної; диференційоване розташування зон: газонагромадження (акваторія Каркінітсько-Північнокримського прогину) та нафтогазонагромадження (Індоло-Кубанський прогин); збільшення густини вуглеводнів при простеженні цього показника у покладах родовищ Каркінітсько-Північнокримського і Індоло-Кубанського прогинів у напрямку їх бортових частин; зональність просторового розповсюдження вуглеводневих компонентів природного газу в межах Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції.

На розвиток процесів вертикальної міграції вуглеводнів вказують наступні аспекти: зміна полого горизонтального залягання у нижніх стратиграфічних горизонтах лістричних розривних порушень на круте вертикальне у верхніх; більшість родовищ Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції є багатопластовими; великий поверх нафтогазоносності; зміна складу природних газів зверху вниз від чисто метанових до збагачених гомологами метану; наявність аномально високих пластових тисків на родовищах Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції.

УДК 551.72 (477)

**ЛІТОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ФОСФОРУ В АРГІЛІТАХ
ВЕРХНЬОВЕНДСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ
СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ**

Сокур Т. М.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, sokurvsesvit@ukr.net

**LITHOCHEMICAL FEATURES OF PHOSPHORUS DISTRIBUTION IN
THE ARGILITES OF THE UPPER VENDIAN DEPOSITS OF THE SOUTH-
WESTERN SKIRT OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM**

Sokur T. M.

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,
sokurvsesvit@ukr.net

The report examines the geochemical barriers that cause phosphorus deposition in the argilites of the upper Vendian deposits of the south-western skirt of the East-European platform. Were used phosphorus-titanium module (P_2O_5/TiO_2), phosphorus-calcium module (P_2O_5/CaO), phosphorus-iron module (P_2O_5/Fe_2O_3), and phosphorus-general-iron module (P_2O_5/Fe_2O_3+FeO).

Вендська (едіакарська) епоха фосфогенезу була першою в історії Землі епохою масового нагромадження фосфоритів. Фосфоритоутворення - процес багатofакторний.

У даному повідомленні розглядаються геохімічно-бар'єрний аспект нагромадження лінзоподібних фосфатних стягнень, які відзначаються по всьому розрізу верхньовендських (едіакарських) відкладів південно-західної країни Східноєвропейської платформи (Дністровський перикратоний прогин). Уперше лінзоподібні фосфатні стягнення описані М.Ф. Стащуком [1]. Головними геохімічними бар'єрами для фосфору є: кальцієвий, закисно- і окисно-залізний та титановий.

На підставі статистичної обробки 151 одиничних силікатних аналізів, уперше для аргілітів досліджуваної території, оцінені чотири фосфорних модулі: фосфор-титановий ФТМ (P_2O_5/TiO_2), фосфор-кальцієвий ФКМ (P_2O_5/CaO), фосфор-залізний ФЗМ (P_2O_5/Fe_2O_3) і фосфор-загальнозалізний ФЗЗМ (P_2O_5/Fe_2O_3+FeO) [4]. Застосування фосфорних модулів ФЖМ і ФОЖМ обумовлено величезною роллю окисного заліза в геохімії фосфору, оскільки оксиди або гідроксиди Fe(III) є ефективними колекторами фосфату. Самим очевидним проявом ролі залізоокисного бар'єра в генезисі фосфоритів є парагенезис фосфоритів і глауконіту. На кальцієвому бар'єрі формується головний ендегенний носій фосфору - фторапатит. Всі промислові концентрації фосфора пов'язані з кальцієвим бар'єром. Повсюдна присутність фтору в породах та швидке захоронення осаду сприяло накопиченню фтор-карбонапатиту (франколіту). Титановий бар'єр формується за рахунок лейкоксену. Лейкоксен – кінцевий продукт перетворення ільменіту та інших мінералів титану в корах вивітрювання, фіксується у верствах району на рівнях, що мають пірокластику основного та середнього складу. Вулканогенний

фосфор складає 29,6% в загальній масі фосфору, та коливається в залежності від інтенсивності вулканізму в часі. Так у пізньому кембрії цей відсоток складає приблизно 13,3%, а в пізньому девоні – 48,4% [2].

Таблиця – Значення фосфорних модулів для аргілітів верхнього венду південно-західної країни Східноєвропейської платформи за [4]

	ФТМ	ФКМ	ФЗМ	ФЗЗМ
Значення фосфорних модулів (кларки) для аргілітів за [4]				
	0,168±0,008	0,116±0,011	0,039±0,003	0,021±0,001
Значення фосфорних модулів для аргілітів верхнього венду південно-західної країни Східноєвропейської платформи				
Верстви				
Канилівська серія				
Комарівські (5)	0,16	0,20	0,180	0,021
Поліванівські (2)	0,14	0,11	0,035	0,019
Дурняківські (3)	0,12	0,14	0,047	0,013
Кривчанські (4)	0,13	0,13	0,036	0,012
Староушицькі (3)	0,13	0,13	0,026	0,019
Кулешівські (4)	0,20	0,17	0,035	0,026
Шебутинецькі (5)	0,30	0,20	0,054	0,031
Пилипівські (6)	0,19	0,16	0,045	0,019
Могилів-Подільська серія				
Калюські (38)	0,12	0,16	0,228	0,019
Джуржівські (5)	0,21	0,23	0,116	0,051
Зіньківські (17)	0,12	0,20	0,063	0,026
Бронницькі (3)	0,14	0,14	0,028	0,019
Бернашівські (9)	0,11	0,22	0,031	0,020
Лядовські (25)	0,11	0,12	0,020	0,013
Ямпільські (5)	0,60	0,26	0,020	0,130
Ломозівські (17)	0,18	0,14	0,077	0,020
Ольчедаївські	аргіліти відсутні			

Примітка. В дужках показана кількість проаналізованих проб.

Вулканізм є одним з важливих факторів фосфогенезу. Для відновлення хімічного складу вихідного вулканогенного матеріалу в аргілітах Дністровського прогину була застосована TAS-Діаграма (Total Alkali-Silica diagram) [5]. На діаграмі фігуративні точки, що відповідають аргілітам ломозівських верств, групуються в полях основного й середнього складу (базальт, трахібазальт, базальтовий трахіандезит, трахіандезит), ямпільських верств - розташовуються в полях ультраосновного й основного складу (пікрітобазальт, базальт), лядовських верств – основного й середнього складу (базальт, трахібазальт, базальтовий трахіандезит, трахіандезит, андезит). У бернашівських верствах вихідна пірокластичка мала середній склад (базальтовий андезит, базальтовий трахіандезит, трахіандезит). У бронницьких верствах, поряд з ефузивними породами середнього складу, переважаючою стає пірокластичка кислого складу (дацит і ріоліт). У зіньківський час фіксується вулканогенний матеріал основного й середнього складу (базальт, базальтовий андезит і андезит). Джуржівські верстви – середнього й кислого складу

(базальтовий андезит, андезит, дацит). Аргіліти калюських верств – середнього складу (базальтовий андезит, андезит). Для аргілітів канилівської серії характерне угруповання фігуративних точок у полях середнього й кислого складу (андезит й дацит). Утворення продуктивної пачки з тілами фосфоритів і проявом основного вулканізму строго підпорядковане до періоду різкої зміни фаціальних умов осаконакопичення.

Наявність в розпорядженні автора ряду силікатних аналізів аргілітів з ломозівських, зінківських, калюських і кулешівських верств дозволило провести порівняння лінзоподібних фосфоритів (ЛФ) і аргілітів які вміщують лінзоподібні фосфатні стягнення (ВА). Згідно гідролізатного модуля $((\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2)$ [3] ВА ломозівських, зінківських верств відповідають сіалітам і гідролізатам; калюських верств - сілітам, сіалітам і гідролізатам; кулешівських верств - сіалітам. ЛФ ломозівських і зінківських верств атестуються як сіаліти, а ЛФ калюських і кулешівських верств атестуються як гідролізати. Наявність гідролізітів свідчить про значне відділення продуктів гідролізу від кремнезему й про можливу присутність вільних окислів алюмінію в породі, тобто є дериватами кір вивітрювання, а також вказує на багаторазовий процес перевідкладення.

Джерелом фосфору був матеріал, який надходив в басейн осаконакопичення в періоди посиленої ерозії й вивітрювання порід в області зносу з прилеглих до Дністровського перикратону територій. Посиленню зносу сприяли тектонічні процеси.

Література

1. Стацук М.Ф. Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів Середнього Приністров'я // Тр. ІГН УРСР, сер. "Стратиграфія та палеонтологія". 1958. Вип. 21, 43 с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: Геопринт, 2020. 511 с.
5. Le Maitre R.W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2002. 236 pp.

**ГЕОХРОНОЛОГІЯ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ШУМИЛІВСЬКОЇ
ДІЛЯНКИ (ГАЙСИНСЬКИЙ БЛОК)**

Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бельський В.М., Висоцький О.Б.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, stepaniuk@nas.gov.ua

**GEOCHRONOLOGY OF CRYSTALLINE ROCKS OF THE SHUMYLOVO
AREA (HAYSIN BLOCK)**

Stepanyuk L.M., Dovbusch T.I., Belsky V.M., Visotsky O.B.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, stepaniuk@nas.gov.ua

The Haisyn complex rocks, consisting of diorite-like rocks and amphibolites, which biotite granites develop, is outcropping near the village of Shumyliv along the South Bug river and in an abandoned open pit mine (on South of Shumyliv). U-Pb isotope method was used to date titanite from quartz diorite and monazite from biotite granite. The age of formation of monazite in the granite and titanite in the quartz diorite was determined by the uranium-lead isotope method. The two endogenous geological processes have ages of 2049 ± 6 million years and 2005 ± 2 million years, respectively.

Геологічне положення. В районі с. Шумилово обидва борти долини р. Південний Буг являють собою майже суцільні скельні виходи кристалічних порід, які представлені нерівномінозернистими, ділянками порфіроподібними, сірувато-рожевими гранітами, серед яких у вигляді окремих розрізнених тіл присутні світло-сірі діоритоподібні породи. Граніти, меншою мірою діоритоподібні породи, несуть сліди динамічних деформацій, які виражаються лінійним розміщенням лусок біотиту та шліроподібних виокремлень більш основного складу (амфіболітів і кристалічних сланців) потужністю від декількох міліметрів до декількох сантиметрів.

З метою визначення часу протікання геологічних процесів в породах Шумилівської ділянки класичним уран-свинцевим ізотопним методом датували мультизернові наважки титаніту із кварцового діориту (проба 11/19), відібраного в скельних виходах правого борту долини р. Південний Буг в районі с. Шумилів, приблизно в 20 метрах від південно-західного кута закинутої будівлі (млин), та монацити із граніту (проба shum-x), поширеного в відслоненнях правого берега р. Південний Буг південно-східніше с. Шумилів.

Проба 11-19. Кварцовий діорит. Масивна світло-сіра порода. Структура різнозерниста, порфіроподібна, структура основної маси середньодрібнозерниста, гіпідіоморфнозерниста, розмір зерен 0,1-2 мм, переважно 0,3-1 мм. Порфірові вкраплення представлені плагіоклазом, розмір яких 2-9 мм.

Мінеральний склад: плагіоклаз – 76%, біотит – 10%, рогова обманка – 6%, кварц – 5%, піроксен – 3%; мікроклін – 1%, акцесорні – апатит, сфен, циркон, рудні мінерали.

Титаніт під бінокляром має коричневий, до світло-коричневого, колір. Кристали напівпрозорі ксеноморфні (кристали неправильної форми з сильно заокругленими ребрами і навіть гранями з численними ямками та наростами). В протолочці переважають уламки кристалів.

Для визначення віку використали мультизернові наважки розмірних фракцій коричневих кристалів титаніту та їх уламків. За верхнім перетином конкордії лінією регресії отримано вік $2005,8 \pm 2,9$ млн. років (рис.1) і 40 ± 106 млн. років, за нижнім, СКЗВ = 1,3. Середнє зважене значення віку, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2004,9 \pm 1,5$ млн. років, який ми, зважаючи на низьку дискордантність, приймаємо за вік титаніту.

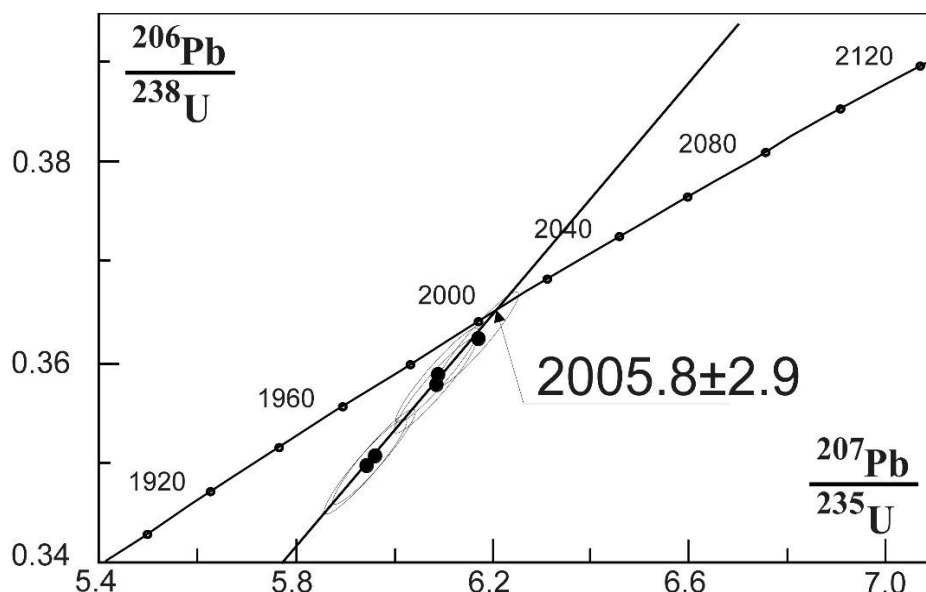


Рисунок 1 - Уран-свинцева діаграма з конкордією для титаніту із діориту, проба 11/19.

Граніт, проба shum-х. Масивна порода сірувато-рожевого кольору. Структура нерівномірнозерниста, порфіроподібна, структура основної маси дрібно-середньозерниста, гранітна, гранобластова. Вкраплення представлені польовими шпатами та мають розмір 2-8 мм, розмір зерен основної маси 0,05-2 мм, переважають 0,5-1,2 мм.

Мінеральний склад (%): плагіоклаз – 36, калієвий польовий шпат – 33, кварц – 25, біотит – 6, вторинні – кальцит, мусковіт; акцесорні мінерали – апатит, циркон, рудний мінерал.

Кристали циркону складні, утворені сильно тріщинуватими (фрагментованими) ядрами та двома оболонками.

В граніті присутні декілька різновидів кристалів *монациту*. Найбільш поширеними є світло-жовті до майже безбарвних, прозорі, пампушкоподібні та ізометричні кристали з заокругленими контурами та, переважно, шагреневою поверхнею. В значно меншій кількості присутні коричнювато-жовті, сірувато-жовті напівпрозорі пампушкоподібні та ізометричні кристали, поодинокі з них тріщинуваті. Як поодинокі зерна (< 5%) трапляються світло-жовті водянопрозорі ізометричні і пампушкоподібні кристали з сильно заокругленими контурами та гладенькою блискучою поверхнею. Після промивання монациту в

слабкому розчині соляної кислоти кристали практично всіх різновидів, окрім світло-жовтих водяно-прозорих, частково знебарвились, та (або) покрилися білими кірочками.

Вік визначали за мультизерновими наважками усіх різновидів кристалів монациту. За верхнім перетином конкордії лінією регресії отримано вік 2055 ± 12 млн. років та $-928 \pm \infty$ млн. років, за нижнім, СКЗВ = 0,36. Середнє зважене значення віку, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2048,6 \pm 5,7$ млн. років (рис. 2), який ми, зважаючи на невелику дискордантність, приймаємо за вік монациту та граніту, що вміщує монацит. Отриманий вік добре співпадає з віком монациту із граніту, розкритого кар'єром в с. Нижча Кропивна вік (2049 ± 3 млн. років) [2], та є дещо більшим за вік монациту із піроксенвмісного граніту, поширеного північніше с. Ситківці (2027 ± 6 млн. років) [1].

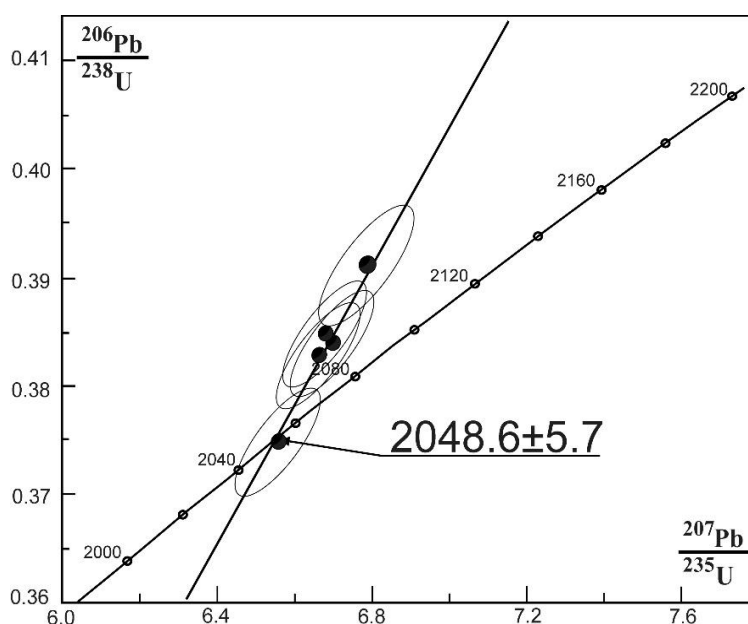


Рисунок 2 - Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту із біотитового граніту, проба shum-x.

Отже, двопольовошпатові граніти Гайсинського блоку сформувалися 2,05-2,02 млрд. років тому, синхронно з гранітами уманського комплексу.

Література

1. Решетник М.М., Степанюк Л.М., Заяць О.В., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий ізотопний вік за монацитом собітів Росинсько-Тикицького мегаблоку (Український щит). *Матеріали конференції «Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття» (MinGeoIntegration XXI)*. С.59-62.
www.geol.univ.kiev.ua/docs/conf/Mingeo2020_materials.pdf
2. Степанюк Л.М., Бухарева К.С., Курило С.І., Довбуш Т.І., Зюльцле О.В. Уран-свинцевий вік за монацитом гранітоїдів гайсинського комплексу (Росинсько-Тикицький мегаблок Українського щита) *Мінеральні ресурси України*. №4, 2017. С.3-6.

ЦИРКОН ТА МОНАЦИТ ЯК ГЕОХРОНОМЕТРИ

Степанюк Л.М., Довбуш Т.І.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, stepaniuk@nas.gov.ua

ZIRCON AND MONACITE AS GEOCHRONOMETERS

Stepanyuk L.M., Dovbusch T.I.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, stepaniuk@nas.gov.ua

The paper discusses the results of U-Pb isotope dating of monacytes and zircons from crystalline rocks (granitoids formed under PT conditions of granulite and amphibolite facies and gneisses and crystalline shales that are like xenoliths in these granitoids) of the Ukrainian Shield. Monazite is one of the first accessory minerals, according to which the age of U-Pb was determined by the isotope method. With the improvement of the methodological base and devices, the first place, according to the frequency of use, gradually took zircon, and monazite, receded into the background.

Циркон – силікат цирконію, $Zr[SiO_4]$. Містить, як правило декілька відсотки Hf, що ізоморфно заміщає Zr у кристалічній ґратці. Звичайні домішки Y, Th, U, рідкісноземельні елементи. Сингонія тетрагональна. Огранення кристалів обумовлене комбінацією граней біпіраміди $\{111\}$ і призми $\{110\}$ та (або) $\{100\}$. Іноді в голівках кристалів присутні грані дітетрагональною біпіраміди $\{311\}$, гострої біпіраміди $\{331\}$ та ряд інших.

Монацит – фосфат рідкісноземельних елементів, $(Ce, La)[PO_4]$. Окрім Ce_2O_3 – 21,1-32,3 %, La_2O_3 – 27,9-41,83 %, P_2O_5 – 24,9-29,7 %, монацит містить оксиди торію (від десятих долей до 10 %, інколи 28 % [1]), урану (0,4-1,4 %), свинцю (0,2-1,4 %) [2, 3] та ін. Монацит має моноклінну структуру, комірка кристалів представлена тетраедрами $[P_2O_5]$, які зв'язуються в загальну структуру атомами (Ce, La), що перебувають в дев'ятерній координації атомів кисню. Для монациту характерні кристали, головними формами яких є пінакоїди $\{100\}$ і $\{101\}$ та призми $\{110\}$. Іноді відмічаються грані призми $\{111\}$ [1].

В кристалічних породах УЩ циркон є наскрізним мінералом. В магматичних породах кислого складу він починає кристалізуватися на ранньомігматичній стадії і кристалізується до повного завершення кристалізації силікатного розплаву та зникнення залишкового флюїду. В габроїдах на перших етапах кристалізації цирконій іде на побудову кристалів бадделейту і лише з появою надлишку SiO_2 в системі, кристалізується циркон. Метаморфогенний циркон присутній в породах метаморфізованих не нижче епідот-амфіболітової фації.

На відміну від циркону, кристалізація якого пов'язана з надлишком SiO_2 і, таким чином, він є «забороненим» мінералом в парагенезисі з олівіном, для кристалізації монациту необхідним низька активність іонів Ca, що забезпечує «надлишок» P_2O_5 . В іншому випадку буде кристалізуватися апатит. В той же

час і в протолочних пробах і навіть у шліфах досить часто присутні обидва цих мінерали, що можна пояснити асинхронністю їх кристалізації. Апатит має більше поширення, навіть у порівнянні з цирконом. Монацит є порівняно рідкісним мінералом. Так в кристалічних породах УЩ в значних кількостях (від декількох десятків грам до декількох сотень грам на тону) монацит присутній в гранітоїдах бердичівського, житомирського, літинського, кіровоградського, новоукраїнського, зрідка уманського та гайсинського комплексів, в двопольовошпатових гранітах обрамлення Криворізької структури, чарнокітах Славгородського блоку, плагіоклаз-калішпатових гранітах і пегматитах Приазовського мегаблоку. Поширеним є цей мінерал в гнейсах та амфіболітах, що асоціюють з монацитвмісними гранітами та мігматитами, присутній в кварцитах кошаро-олександрівської світи бузької серії (Середнє Побужжя), спорадично трапляється в метапісковиках скелюватської світи криворізької серії, поодинокі зерна трапляється в гранітах Коростенського масиву та метасоматитах Суцано-Пержанської зони.

Незважаючи на те, що монацити не мають яскраво виражених типоморфних і типохімічних ознак, характерних цирконам, цей мінерал має ряд суттєвих переваг над цирконом для визначення віку, в усякому разі гранітоїдів. Перш за все монацити найчастіше кристалізуються на завершальних стадіях гранітоутворення і їх вік добре характеризує час формування гранітів. Застосування монацитів для датування гранітоїдів УЩ має значну перевагу ще й тому, що більшість гранітоїдів УЩ мають корове джерело, через що кристали циркону досить часто в якості ядер містять релікти циркону порід субстрату, що спричиняє суттєве удревнення отриманих за цирконом ізотопних дат.

В той же час наш досвід прецизійного ізотопного датування кристалічних порі УЩ за монацитом показує, що монацит також не є ідеальним мінералом-геохронометром. Як виявилось, поряд з датами з досить невеликими похибками (до ± 1 млн. років), доволі часто розбіжності у віці, розрахованому навіть за найбільш надійним ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значимо (10-20 млн. років, інколи і більше) перевищують похибку їх визначення. Це, в одних випадках, можна пояснити тривалістю ендегенного процесу (гранітоутворення, метаморфізм, метасоматоз тощо), в інших доводиться визнавати, що гранітний розплав так довго перебувати в верхніх шарах земної кори не може. Яскравим прикладом цього можуть бути результати ізотопного датування цирконів і монацитів гранітів бердичівського типу, поширених в Жежелівському та Іванівському кар'єрах [4]. І для монацитів і для зовнішніх оболонок кристалів циркону як із бердичівський «гранітів», так із лейкосами в них отримано однакові, в межах похибки, значення віку в інтервалі 2040-2045 млн. років. В той же час і для монацитів, і для зовнішніх оболонок кристалів циркону із бердичівських «гранітів» Іванівського кар'єра отримано значення віку, що за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ розходяться понад 80 млн. років для оболонок циркону – 2084 – 1999 млн. років, та понад 20 млн. років для монациту – 2042,1 - 2020,2 млн. років, що значимо перевищує похибку визначення.

Ще одним яскравим прикладом очевидної неузгодженості отриманих ізотопних даних про вік цирконів і монацитів з геологічними спостереженнями про відносний вік порід є дайка метамафіту (амфібол-двопіроксеновий гранатвмісний кристалосланець) та лінзоподібне тіло антипертитового ендербіту, апофізи якого у вигляді жил розтинають метамафіт в кар'єрі Козачий Яр (с. Завалля). Для циркону із метамафіту отримано вік 1950 млн. років, для циркону із ендербіту, що січе метамафіт значимо більший вік – 1992,7±2,1 млн. років [3]. Наразі ми виконали U-Pb ізотопне датування акцесорних монацитів із ендербіту. Монацити в протолощі представлені в основному досить крупними (крупніше 0,1 мм) уламками жовтувато-коричневих, сірувато-жовтих кристалів, Поодинокі кристали монациту мають еліпсоподібну пампушкоподібну форму та сильно заокруглені контури. За ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для різних мультизернових наважок монациту отримано не лише значимо менші числові значення віку, порівняно з віком цирконів, але такі що розходяться між собою на величину значимо більшу за похибку їх визначення (табл.1). Це, на наш погляд, обумовлено еволюцією фізико-хімічних умов мінералоутворення та відмінностями в хімізмі середовища мінералоутворення, необхідного для кристалізації циркону та монациту, що і обумовлює різний час їх кристалізації в ході одного конкретного середовища (наприклад, «граніти Іванівського кар'єру, антипертитовий ендербіт кар'єру Козачий Яр) або синхронне їх утворення («граніти» Жежелівського кар'єру).

Таблиця 1 - Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із антипертитового ендербіту, проба Е-31у.

Фракція монациту	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	1461	13400	2365	8,3458	0,027179	0,27657	4,3567	1574	1704	1868,1
2	1266	9254	2200	8,3661	0,031129	0,25138	3,9348	1446	1621	1856,6
1a	1779	21771	5670	8,6348	0,025100	0,34300	5,3703	1901	1880	1857,0
2a	1847	17726	2325	8,2234	0,032200	0,34098	5,4516	1891	1893	1894,8

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 1900 млн. років.

Отже, монацити і циркони як геохронометри не є ідеальними мінералами для визначення часу протікання ендегенних процесів. Їх поєднання в ході радіогеохронологічних досліджень, разом з попереднім мінералогічним вивченням внутрішньої будови кристалів надає значно більші можливості для з'ясування часу та тривалості протікання цих процесів.

Література.

1. Є.К.Лазаренко. Курс мінералогії. «Вища школа», К. 1970. 600 с.
2. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Н.П.Щербак, Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.

3. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Ще раз про вік двопольовошпатових палінгенно-анатектичних чарнокітоїдів Побужжя. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. №4. 2007. С.49-55.
4. Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., Петриченко К.В., Курило С.І., Довбуш Т.І., Сергеев С.А., Родіонов М.В. Уран-свинцева ізотопна геохронологія гранітоїдів бердичівського типу Побужжя (Український щит). *Мінерал. журн.* 2015. 37. №3. С.51-66.
5. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. К.: Наук. думка, 1975. 271 с.

УДК 550.84:552.58

ТРАНСФОРМАЦІЯ КЕРОГЕНУ III-A ТИПУ В ПРОЦЕСІ ЗАНУРЕННЯ ОСАДОВИХ КОМПЛЕКСІВ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОДИНАМІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

Хоха Ю.В., Яковенко М.Б, Любчак О.В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
igggk@mail.lviv.ua

KEROGEN TYPE III-A TRANSFORMATION IN THE PROCESS OF SEDIMENTARY COMPLEXES DIPPING ACCORDING TO THE RESULTS OF THERMODYNAMIC MODELING

Khokha Yu., Yakovenko M., Lyubchak O.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine,
igggk@mail.lviv.ua

The aim of the work is to calculate the trends of transformation of organic matter of III-A type kerogen, which is in contact with organic and inorganic gases in the process of organic-containing rocks dipping. The analysis of changes in the Gibbs energy during the immersion of the geochemical system unambiguously indicates the presence of a stability zone for the hydrocarbon component. The maximum of this zone corresponds to the minimum value of the Gibbs energy, depending on the kerogen type and heat flow, is in the range of 4-7 km and indicates the area of stability, or "oil window".

Процеси, що супроводжують пост-діагенетичне перетворення органічної речовини (ОР), яка складає основу керогенів різного типу, характеризуються неймовірною складністю та прогнозованим різноманіттям. З одного боку, розглядається деструкція високомолекулярних компонентів на кшталт полісахаридів чи білків внаслідок гідролізу, із подальшим відновленням кисневовмісних груп та ароматизацією. З іншого боку, оцінюють можливість конденсації із зростанням молекулярної маси отриманого продукту за різними механізмами: реакцією Майяра, окислювальною конденсацією фенолів, окисним зшиванням поліненасичених жирних кислот, естерифікацією між жирними кислотами та фенолами тощо [1 - 3].

Весь комплекс перелічених вище реакцій відбувається паралельно, супроводжується впливом неорганічного матриксу, залежить від окисно-

відновного потенціалу та інших характеристик середовища. Така складність процесу не дозволяє виробити адекватної моделі перетворень ОР в пост-діагенезі на базі розуміння кінетики окремих реакцій та груп реакцій.

Ми вважаємо, що для опису таких складних систем найкращим чином пристосований аналітичний апарат рівноважної термодинаміки. Серед її засобів особливу увагу привертають методи, засновані на використанні математичного апарату, який надає можливість визначитись з числовими значеннями функцій системи, для повного розрахунку яких за класичною моделлю не вистачає даних.

У 1957 році Е. Т. Джейнс зробив висновок, що методи статистичної механіки, які є базисом рівноважної термодинаміки, являють собою окремий випадок загальної методики попередження помилок за Шенноном, та розробив методику, яка отримала назву «формалізм Джейнса». Якщо застосувати положення формалізму Джейнса до системи кєроген/гази, а сам кєроген уявити у вигляді суми адитивних складових, то за результатом розрахунку можна встановити найбільш ймовірний (найменш суперечливий) розподіл атомарних груп у стані термодинамічної рівноваги для пари тиск-температура.

Для моделювання нами обраний кєроген ІІІ типу з мінімальною «зрілістю», який позначено ІІІ-А. Цей тип кєрогену характеризується відносно малими значеннями атомарного відношення Н/С, яке переважно менше за 1, та високими значеннями відношення О/С, яке подекуди сягає 0,3. Кєроген ІІІ типу поширений в потужних осадових товщах континентальних окраїн та складає вагому частку кєрогену нафтогазоносних басейнів України, крім Західного нафтогазоносного регіону, де його внесок є незначним, переважно як компонент суміші з кєрогеном ІІ типу, наприклад в породах шипотської і спаської світ, які широко розповсюджені в межах Зовнішніх Карпат [4].

На розрахунок надходив такий склад (у мас. %): С – 73,77, Н – 5,64, О – 17,45, N – 2,16, S – 0,98. Для проведення обчислень авторами складено програмне забезпечення у вигляді макросів MS Excel, а для розрахунку термодинамічних функцій компонентів системи у рідкій та газоподібній фазі застосовано програмне забезпечення з відкритим кодом CoolProp.

Результатами обчислень є молярні частки 44 адитивних складових, які описують тверду фазу кєрогену ІІІ для кожної глибини до 20 км включно, та органічних і неорганічних індивідуальних речовин. Крім мольних часток, нами оцінювались важливі параметри системи загалом – ентропія, енергія Гіббса, ентальпія, потенціали Планка для кожної атомарної складової.

На рис. 1. показана зміна енергії Гіббса розглянутої гетерогенної геохімічної системи для теплових потоків в межах глибин 1-20 км.

Енергія Гіббса розглянутої системи має монотонний характер з екстремумом в діапазоні глибин 2-7 км, який свідчить про стабільність вуглеводневих систем саме в цьому діапазоні. На рис. 1 виділена зона стабільності (або консервації) систем кєроген/гази та позначена лінія мінімуму енергії Гіббса, яка відповідає максимально термодинамічно «вигідним» умовам перебування системи. Аналіз динаміки зміни енергії Гіббса за глибиною

свідчить про наявність ділянки, яка відповідає дефініції «нафтового вікна», прийнятої в органічній геохімії.

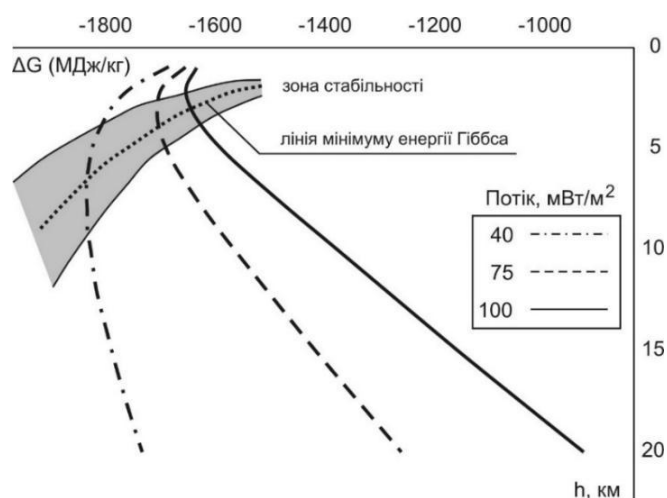


Рисунок 1 - Зміна енергії Гіббса як функція глибини та теплового потоку

Для порівняння розрахунків із фактичними даними по родовищах викопних вуглеводнів проведена оцінка різноманіття ізомерних форм насичених вуглеводнів. Ми пропонуємо для оцінки здатності системи до утворення ізомерних форм алканів використати введений у цій роботі коефіцієнт розгалуження r , який обчислюється за формулою:

$$r = \frac{\sum_{i=2}^5 (i-1)v_i}{\sum_{i=2}^5 v_i}; \quad (1)$$

де v — мольна частка i -го компоненту, під компонентом мається на увазі індивідуальний алкан, а i — кількість розгалужень (у метані — 0, етан — 1, пропан — 2 і т.д.). Аналіз розрахунків показав, що із збільшенням глибини r монотонно зростає, за виключенням ділянок мінімальної прогрітості, де на найглибших горизонтах спостерігається незначне зменшення його значення. Зростання r відповідає збільшенню кількості розгалужених форм алканів над нормальними (нерозгалуженими). Ми вважаємо, що збільшення значення r свідчить про фосилізацію первинної ОР і підтверджує загальнотеоретичні міркування про спрямованість процесів трансформації керогену із зануренням.

Крім того, нами визначено константу рівноваги реакції Кольбе-Шмітта як функцію глибини, константу дегідратації керогену та інші параметри геохімічної системи. За результатами проведеної роботи встановлено, що методи термодинамічного моделювання, засновані на формалізмі Джейнса, дають можливість кількісно визначати компоненти складних систем типу тверда речовина/флюїд для випадків, коли твердою речовиною є кероген III типу, а флюїдом — суміш вуглеводневих та неорганічних сполук, які знаходяться в рідкому, газоподібному та надкритичному стані, залежно від термобаричних умов, якими керує глибина залягання.

Література

1. Тиссо, Б., & Вельте, Д. (1981). Образование и распространение нефти. Москва, 389.
2. Vandenbroucke, M., Largeau, C. (2007). Kerogen origin, evolution and structure. *Organic Geochemistry*, 38 (5), 719–833.
3. Yamamoto, S., & Ishiwatari, R. (1989). A study of the formation mechanism of sedimentary humic substances—II. Protein-based melanoidin model. *Organic Geochemistry*, 14(5), 479–489.
4. Колтун, Ю. В. (2008). Еволюція чорносланцевих товщ та генерація вуглеводнів в межах давньої континентальної окраїни Тетісу (українські Карпати та суміжні території). *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 1, 87–92.

УДК 553.041+550.84

BROMINE AS AN INDICATOR OF OIL AND GAS POTENTIAL OF LOCAL STRUCTURES

Havryliuk O. V., Aleksandrovich V. A.

O.M. Beketov National University of Urban Economy in Kharkiv,
Kharkiv City, Ukraine, gavrilyk.o.v@gmail.com

The paper considers the possibility of using bromine as a hydrogeochemical indicator of oil and gas content on local structures in areas of hydrocarbon deposits evolution. The content of bromine in underground waters of local structures of the northeastern part of the Dnieper-Donets water basin was investigated. The features of the distribution of groundwater with an increased content of bromine in these structures have been revealed. The possibility of using indicators of increased bromine content in groundwater as a hydrogeochemical indicator of fault zones and as a prospecting indicator of the oil and gas content of local structures has been substantiated.

The identification of hydrogeochemical indicators of oil and gas content of local structures in regions with established industrial oil and gas content is usually carried out on the basis of comparing the values of the content of certain elements and compounds in groundwater in close proximity of the discovered hydrocarbon deposits and in waters that are beyond the geochemical influence.

For this purpose, the content of bromine in underground waters of local structures of the north-eastern part of the Dnieper-Donetsk water basin was investigated. During the workflow, the actual material of hydrogeochemical, hydrogeological surveys and prospecting works within the region, which includes the result of more than 900 samples of groundwater, was used.

Bromine occurs in the region in aquifers and complexes of various ages. Its background values in the study area are 1,0 – 1,5 mg / dm³ [1]. The maximum concentrations of bromine are recorded in the Paleozoic sediments, where the concentration of the element reaches 100 – 600 mg / dm³. The underground waters of these deposits are sodium chloride brines with a high degree of mineralization (more than 200 mg / dm³) and alkalinity (pH 7,8 – 9). The analysis showed that the concentration of bromine has a direct dependence on mineralization, geochemical type of groundwater and the degree of pH of the environment [2].

During the research, it was found that the increased content of bromine in groundwater in the north-eastern part of the Dnieper-Donetsk water pressure system is often recorded on anticlinal structures that are controlled by regional faults of various directions (North Donetsk, Central Donetsk, Petrovsko-Kremensk, etc.). In the considered area, there are local structures on which hydrocarbon deposits are established, and an increased content of bromine is observed in groundwater. Thus, on the Spivakovsk structure, the trace element content reaches 477-509 mg / dm³, on the Shebelinskaya structure – 348-402 mg / dm³, on the Chervono-Donetsk structure – 272-502 mg / dm³, on the Balakley structure – 116-163 mg / dm³, on Shevchenko structure – 354-390 mg / dm³.

The formation of groundwater with an increased content of bromine on the local structures of the northeastern part of the Dnieper-Donetsk basin has its own peculiarities.

Due to the development of modern and recent tectonic activation in the studied area, the growth of anticlinal structures occurs. As a result, fractured zones are formed, along which water flows move to the arched parts of anticlinal structures. Thus, fractured zones are a single conductive channel for the migration of both hydrocarbons and various chemical compounds and elements, including bromine. This, in our opinion, explains the formation of hydrogeochemical anomalies of bromine in areas with the development of hydrocarbon deposits [3].

Revealing the regularities of the formation of hydrogeochemical anomalies of bromine in the groundwater of local structures gives reasons to use the element as a hydrogeochemical indicator of fault zones and a prospecting sign of the oil and gas content of local structures.

References

1. Suyarko V. G. *Geohimiya podzemnyih vod vostochnoy chasti Dneprovsko-Donetskogo avlakogena*. Harkov: HNU imeni V. N. Karazina, 2003. 225 p.
2. Kryuchenko N. O., Zhovinskiy E. Ya., Kuhar M. V., Dmitrenko K. E. *Galogenyi v podzemnyih vodah neftegazonosnyih rayonov Dneprovsko-Donetskoy vpadinyi* // *Geotekhnicheskaya mehanika*, 2013. № 112. P. 163-172.
3. Suyarko V. G., Gavrilyuk O. V. *Ispolzovanie plastovyih vod neftegazovyih mestorozhdeniy v kachestve gidromineralnogo syr'ya na brom* // *Visnik Harkivskogo natsionalnogo universitetu imeni V.N. Karazina. Seriya: «Geologiya. Geografiya. Ekologiya»*. – 2017. V. 47. P. 7-14.

**ZEOLITE-LIKE WATER IN ZIRCON AS
THE FEATURE OF METAMICT STRUCTURE: ^1H NMR STUDY**
Kalinichenko O.A., Kalinichenko A.M., Grechanivskiy O.E., Bagmut M.M.

M.P.Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, okalinichenko@nas.gov.ua

The incorporation of water molecules in zircons of different degrees of metamictization was investigated by in situ ^1H solid-state nuclear magnetic resonance spectroscopy. In the studied zircons, H_2O molecules of zeolite type were found in two types of structural environment – closed pores of small diameters (possibly, oxygen vacancies), and larger pores (possibly, α -tracks), partially connected between themselves and with crystal surfaces. It is assumed that water diffuses into the metamict zircon through the framework of pores and cavities at the final magmatic or postmagmatic stage of its genesis.

The presence of water in zircon is usually for the metamict state, although almost anhydrous metamict samples are quite common [3]. The investigations of incorporation of water molecules in zircons have shown that H_2O molecules significantly affect the zircon stability and, in particular, accelerate the structure recrystallization [1, 3].

This work researches the water forms (OH-groups and/or H_2O molecules) in zircons, types of their structural environment, their content and relationships with the degrees of zircon metamictization using ^1H solid-state nuclear magnetic resonance (ssNMR) spectroscopy (without rotating the sample) at room temperature and in situ, when sample heating at the certain temperature (T).

The research objects were zircons (№) with different degrees of metamictization from nepheline-free syenites of the Azov massif (№ 1) and from the Ukrainian Shield granites (№2 – №5, collection of Stepanyuk L.M.).

There are observed three and two components in the spectra of samples with low H_2O content (№1 and №2) and with higher one (№3 – №5), respectively (Table). The spectra are mainly similar: the most high-frequency and wide component δ_1 is the most intensive, significantly less intensive component δ_2 is about three times narrower. The spectra of samples with low H_2O content (№1 and №2) are markedly different: the components are observed in the narrow range of chemical shifts for №1 and those are significantly shifted to the high-frequencies for №2.

The following can be assumed, based on the significant widths of the components δ_1 and δ_2 . In the examined zircons, water molecules are captured in two different types of structural environment, that is, there are 2 types of water molecules: H_2O -1 and H_2O -2 observed in the spectra at δ_1 and δ_2 , respectively. In №1 and №2, in addition, there are water molecules in other structural environments – water molecules H_2O -3. In the samples, there are mainly present H_2O -1 molecules, about 4/5 of the total water content. The comparison of band widths shows that mobility of H_2O molecules increases from H_2O -1 (quite firmly fixed, slow) to H_2O -2 (fixed, more mobile) and, in №1 and №2, to H_2O -3 (noticeably mobile). Therefore, it can be assumed that H_2O -1 molecules are trapped in pores of small diameters (for example,

oxygen vacancies and/or interstitials), and H₂O-2 molecules are captured in significantly larger pores (possibly, in α -tracks).

To clarify obtained results, spectra of №4 were recorded in situ at $T = 120, 220$ and $320\text{ }^{\circ}\text{C}$ and after cooling of the sample to room temperature. At $T = 120\text{ }^{\circ}\text{C}$, the third, low-intensity, narrower, band appears in the spectrum at $\delta_3 \sim 3\text{ ppm}$ (Table). This band width ($\sim 5\text{ ppm}$) is characteristic for water molecules in gaseous-liquid inclusions in quartz [2]. The component parameters change with the heating temperature (Table). After the sample was cooled to room temperature, the width and intensity of the component δ_1 are restored to those, respectively, in the original sample, the significantly weak component δ_2 appears, but the component δ_3 is absent. Such changes in spectrum №4 confirm the assumptions about the localization of H₂O-1 molecules in closed pores of small diameters, and H₂O-2 molecules - in large pores (for example, in α -tracks), which are partially interconnected themselves and with oxygen vacancies and crystal surfaces.

Table – Parameters of components in ¹H ssNMR spectra of investigated zircons from syenites (№1) and granites (№2 – №5)

№	δ_1	Δv_1	I_1	δ_2	Δv_2	I_2	δ_3	Δv_3	I_3	W
	ppm		%	ppm		%	ppm		%	wt %
1	7,4	118	80	6,8	28	17	4,2	5,2	3	0,2
2	39	74	59	26	19	8	11,2	13	33	0,2
3	15	152	78	5,4	56	22	–	–	–	0,5
4	13	110	82	8,4	28	18	–	–	–	0,8
4 ^a	10	110	69	8,9	38	25	3,2	5,4	6	–
4 ^b	0,0	84	60	0,0	35	29	1,2	8,2	11	–
4 ^c	0,0	42	42	0,0	–	–	6,8	8,0	7	–
4 ^d	0,0	108	82	3,2	41	5	–	–	–	–
5	8,5	151	87	0,0	57	13	–	–	–	1,2
5 ^a	1,6	148	66	4,6	9,3	19	7,6	7,2	15	–

Notes: – not detected, δ , Δv ($\equiv \Delta v_{1/2}$) and I are the chemical shift, the full width at half maximum and the contribution to the spectrum intensity of the component respectively, W (wt%) is the water content, a – c – spectra were recorded in situ at $T = 120, 220$ and $320\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectively, d – spectrum was recorded after the sample was cooled to $20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

The α -track diameters in zircon ($\approx 0.5\text{ nm}$) are approximately the same as the diameters of structural cavities ($0.5 - 0.8\text{ nm}$) and windows ($\approx 0.3\text{ nm}$) in A-type zeolites [2], or open and closed pores in opal ($\approx 1\text{ nm}$). Therefore, it can be assumed that the framework of structural cavities, vacancies and α -tracks in zircon may be similar to the framework of structural cavities and pores in zeolites and opal.

To verify this assumption, the ¹H ssNMR spectra of small fractions of weakly metamict (№3) and more metamict (№5) zircons wetted with water were recorded at $T = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ and in situ under the sample heating (Fig.). The spectrum of wetted №3 shows the intensive band with $\Delta v_{1/2} = 15\text{ ppm}$ at $T = 20$ and $100\text{ }^{\circ}\text{C}$, this band and at least 5 narrow components are at $T = 120\text{ }^{\circ}\text{C}$, but the sample exposure at this temperature for 5 minutes (min.) results in disappearance of the multiplet and sharply drop of the spectrum intensity (Fig., a). The spectra of more metamict wetted №5 at T

= 20, 60 and 100 °C can be divided into 13, 8 and 6 components, respectively (Fig., b). The multiplet disappears in a result of the sample exposure at 100 °C for 30 min.

The broad band is due to H₂O molecules adsorbed on the crystal surfaces. The multiplet is caused by H₂O molecules trapped in pores and cavities of approximately the same shapes and sizes, but in different structural environments. It shows the close $\Delta\nu_{1/2}$ values and different δ values of components, respectively.

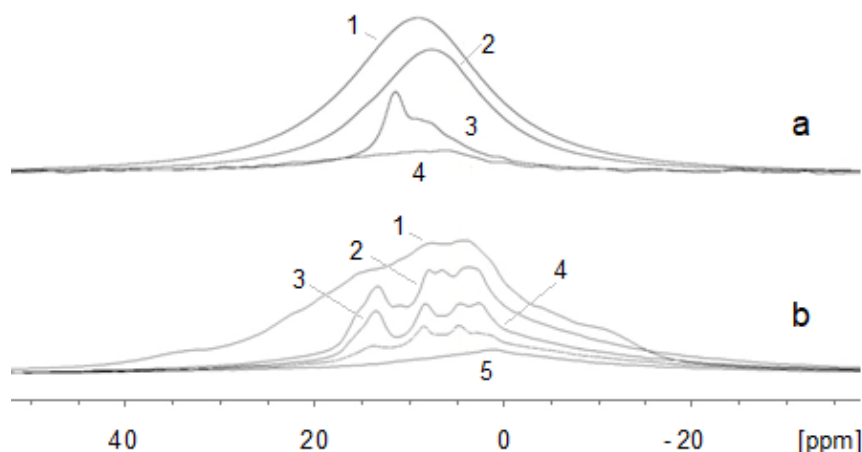


Figure – In situ ¹H ssNMR spectra of wetted samples: №3 at T (°C) = 20 (1), 100 (2), 120 (3) and 120 (4) with the sample exposure for 5 min. (a); №5 at T (°C) = 20 (1) and 100 (2 – 5) with the sample exposure for 10, 20, 25 and 30 min., respectively (b).

The chemical shifts of the components in the ¹H ssNMR spectra of the original zircons with different degrees of metamictization and wetted samples are in the same range (Table, Figure). In weakly metamict №3, H₂O molecules are fixed more firmly, that the higher dehydration temperature shows. In metamict №5, there are noticeably more slightly different pores and cavities interconnected with the surface that the number of the multiplet components reflects. Such pores in zircon can be represent α -tracks in the crystalline and amorphous phases and oxygen vacancies, which amount grows significantly with radiation dose [3]. H₂O molecules can diffuse into such structural defects at the final stage of magmatic and postmagmatic history of zircons, which can lead to changing of metamict structures.

References

4. Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R. Radiation Effects in Zircon // Rev. Miner. Geochem, 2003. V. 53. P. 387–425.
5. Gabuda S.P., Rzhavin A.Ф. Nuclear magnetic resonance in hydrated crystals and hydrated proteins. Novosibirsk: Nauka, 1978. 160 p.
6. Lipova I.M. The nature of metamictic zircons. M: Atomizdat, 1972. 158 p.

SELF-ORGANIZATION OF WATER MOLECULES OVER 11-YEAR SOLAR CYCLE

Shevchenko I. V.

M.P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, igorshevchenko@yahoo.com

The variations of solar activity and distribution of solar energy due to the rotation of the Earth around its axis and around the Sun exert a strong influence on the self-organization of water molecules. As a result, the rate of hydrolytic processes with the participation of water clusters displays diurnal, very large annual variations, and is also modulated by the 11-year cycles of solar activity. It also depends on the geographic latitude and can be different at the same time in the Northern and Southern Hemispheres.

In the bulk phase all water molecules form a common continuous three-dimensional network of hydrogen bonds. However, on mixing water with organic solvents, for example, with acetonitrile, this network disintegrates with the formation of clusters $(\text{H}_2\text{O})_n$ rather than single water molecules. The size of clusters may vary from a few water molecules to several hundreds. In large clusters hydroxyl groups ($-\text{OH}$) are involved in the network of hydrogen bonds, whereas small clusters contain a lot of free $-\text{OH}$ groups. For this reason small clusters are chemically more reactive than large ones, and the same solution of water in acetonitrile can have different hydrolytic activity as it can consist of a small number of big clusters or a large number of small clusters.

We have found that variations of solar activity and distribution of solar energy due to the rotation of the Earth around its axis and around the Sun exert a strong influence on the self-organization of water molecules in clusters, as a result of which the hydrolytic activity of the same solution of water in acetonitrile can vary in a very wide range. [1-3] To detect this influence experimentally proved possible by means of hydrolysis of phosphoric acid esters, for example, triethylphosphite.



The conversion rate can be determined quickly and accurately by ^{31}P -NMR-spectroscopy.

It was found that this reaction does not obey the law of chemical thermodynamics and its rate is highly unstable and displays diurnal, very large annual variations, and is also modulated by 11-year cycles of solar activity. This was shown by regular measurements during 6 years 2015-2020. (Figure 1) This period includes the second half of the 24-th solar cycle 2015-2019 and the first year (2020) of the 25-th cycle.

Regular measurements over 6 years showed that the rate of hydrolysis of triethylphosphite in acetonitrile *ceteris paribus* displays diurnal variations and varies within very wide ranges throughout one year. However, as can be seen from Figure 1 the annual rate changes are different every year and from 2015 to 2019 a general gradual deceleration of the reaction took place, which is in good agreement with the

decline in solar activity in the 24-th 11-year cycle which started in December 2008 and ended in December 2019. In 2020 a new 25th cycle began, and the rate of the reaction started to grow together with the solar activity.

Mechanism. The observed variations in the rate of hydrolysis are well explained by the influence of muons. These particles are constantly generated in the upper atmosphere by the solar wind and their amount is also modulated by the solar activity. In contrast to the solar wind particles muons reach the surface of the Earth and can penetrate to some depth underground.

The fact that muons destroy water clusters was confirmed by conducting experiments underground. At the depth of 105 meters triethylphosphite hydrolyzed about 4 times slower than in the laboratory of the institute.

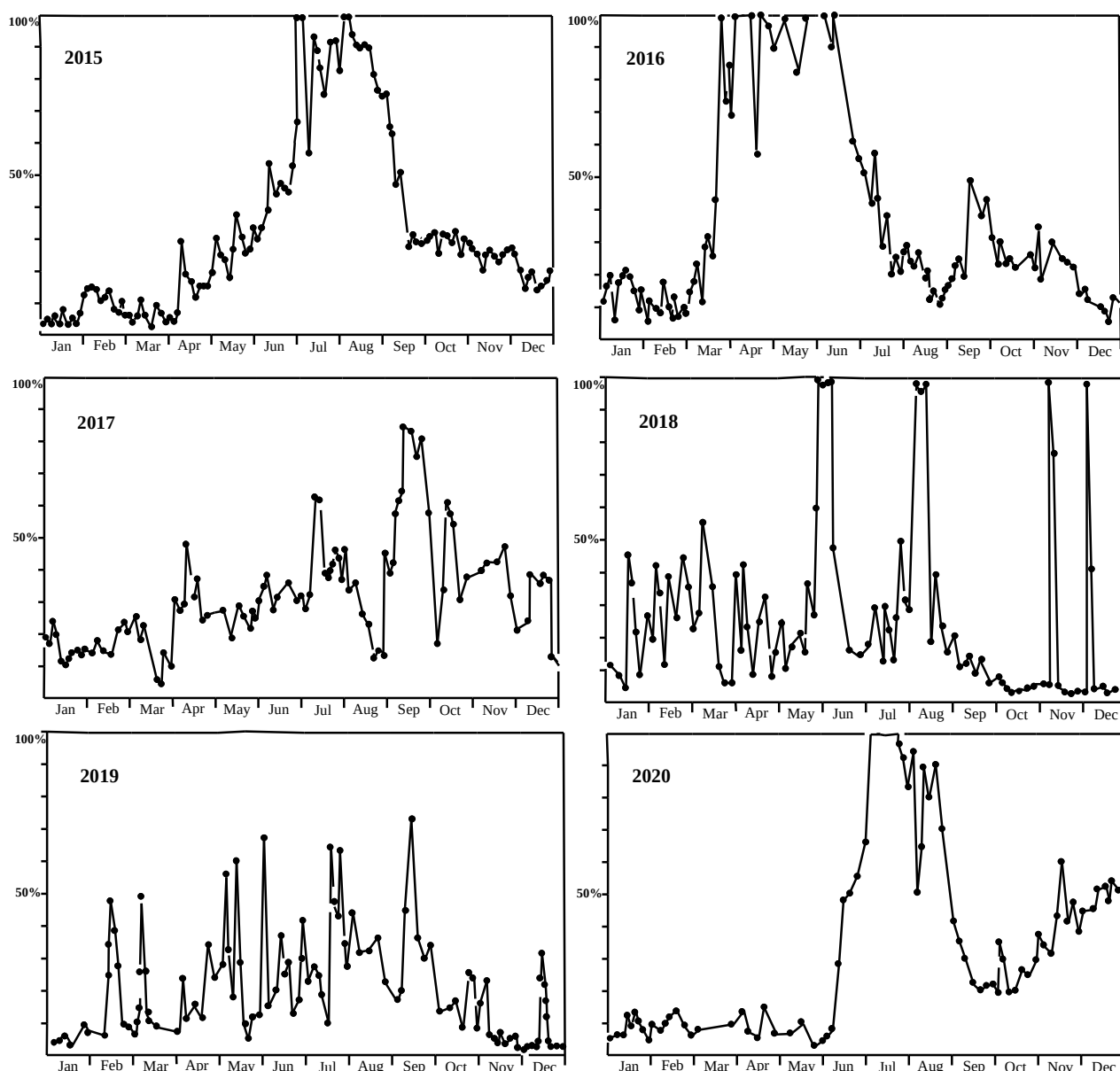


Figure 1 – Variations of the rate of hydrolysis of triethylphosphite in acetonitrile in the second half of the 24-th solar cycle (2015-2019) and in the first year of the 25-th solar cycle (2020). Conversion after 25 minutes of heating at 80°C.

Dependence on geographic latitude. The measurements of the rate of hydrolysis of triethylphosphite were conducted in the Northern Hemisphere, in Kiev at 50 degrees North latitude. Every year the rate of this reaction increases from winter to summer and reaches its maximum at the end of June shortly after the summer solstice. At this time the maximum number of muons is formed, which destroy water clusters and increase their chemical reactivity.

However, in the Southern Hemisphere, the end of June is the time of the winter solstice. This means that simultaneously in the Northern and Southern Hemispheres the hydrolysis of triethylphosphite should have different rates.

Thus, self-organization of water molecules and chemical reactivity of water clusters depend not only on the solar activity, but also on the geographic latitude. One more conclusion is that solar influence on water molecules may also depend on the Interplanetary Magnetic Field, since the particles of the solar wind and muons have an electric charge.

The opposite influence of the Sun on the self-organization of water molecules in the Northern and Southern Hemispheres can be compared with the Northern and Southern Lights. Both of these phenomena depend on the latitude and position of the Earth relative to the Sun, and the Solar Wind is their common course.

Biological rhythms. The dependence of biochemical processes on solar activity during the rotation of the Earth around the Sun is well known as circannual rhythms, which are also not the same every year. For example, owing to the 11-year cycles of solar activity, annual growth rings in trees have different thickness and are arranged in 11-year sequences. This proves that the conditions for biochemical processes are different each year and are modulated by the 11-year cycles of solar activity.

In all forms of life the so called circadian rhythms, which are 24-hours oscillations of biological processes, are also widely observed. Taking into account that water is a necessary constituent in all forms of life, one can suppose that the diurnal and annual variations of water clusters reactivity discovered underlies the circadian, circannual and 11-year rhythms.

References

1. *Shevchenko I.V.* Self-organization of water molecules over 11-year solar cycle. Research Square. 2021. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-658861/v1>
2. *Shevchenko I.V.* Influence of solar energy on self-organizations of water molecules. Diurnal, annual, and 11-year variations. Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine 2019. № 6. P. 61—69.
3. *Shevchenko I.V.* Influence of solar activity on water clusters. Annual variations 2015-2019. ChemRxiv. 2020. <https://doi.org/10.26434/chemrxiv.12407288.v1>

ЕКОГЕОЛОГІЯ

УДК 504.064;536.7

ПРО ГЛОБАЛЬНЕ ПОТЕПЛІННЯ НА ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ В ЗВ'ЯЗКУ З РОЗВИТКОМ СУЧАСНОГО ТЕХНОГЕНЕЗУ

*Белєвцев Р.Я., Блажко В.І., Висотенко О.О., Мельниченко Б.Ф.,
Михальченко І.І., Петрова Л.О., Терещенко С.І.*

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», м. Київ, Україна, igns@ukr.net, IGNS_Blazhko@nas.gov.ua

ABOUT GLOBAL WARMING ON THE SURFACE OF THE EARTH IN CONNECTION WITH THE DEVELOPMENT OF MODERN TECHNOGENESIS

*Belevtsev R.Ya., Blazhko V.I., Vysotenko O.O., Melnichenko B.F.,
Myhalchenko I.I., Petrova L.O., Tereshchenko S.I.*

State Institution «The Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine»,
Kyiv, Ukraine, igns@ukr.net, IGNS_Blazhko@nas.gov.ua

Modern technogenesis significantly pollutes and warms the Earth's atmosphere, and therefore the coronavirus has evolved since 2020, killing thousands of people, as well as storms in the atmosphere, melting glaciers at the poles and rising ocean levels. Therefore, first of all, it is necessary to develop nuclear energy, as well as to use solar and wind energy, which have the least pollution impact on the environment.

Відомо, що зростання сучасного народонаселення перш за все залежить від розвитку техногенезу, економіки та, особливо, від енергетики. Для виявлення балансу між техногенезом та його найбільш активної складової – енергетики, з однієї сторони, а також з забрудненням, самоочищенням та екологічною безпекою в навколишньому середовищі, з іншої, треба зробити термодинамічний аналіз сучасної енергетики та її вплив на навколишнє середовище [1, 3-11].

За 20 століття кількість населення Землі збільшилось у 7 разів і досягло 7 млрд. людей, в той же час, виробництво зросло у десятки разів. З розвитком нафтогазової енергетики пов'язане значне потепління клімату, забруднення та буревії в атмосфері, повені та погіршення здоров'я людей. Ядерна енергетика чиста до навколишнього середовища, але складає в світі лише 25 %, хоч в Україні вона складає близько 55 % [7, 8, 13].

Таким чином, сучасний техногенез досить значно забруднює навколишнє середовище і потрібно розвивати, перш за все, чисті для навколишнього середовища технології, такі як: ядерну енергетику, електротранспорт, сонячну та вітрову енергетику [1-8].

Все більш важливе значення має антропогенне потепління навколишнього середовища, яке у мегаполісах та промислово розвинутих районах, де

температура збільшилась на 5–10 °С у порівнянні із сільською місцевістю. Зараз в Україні середньорічна температура повітря при поверхні збільшується від 0,05 до 0,1 °С та більше [12]. Наприклад, теплове забруднення мегаполісів швидко росте і до 2050 року воно збільшиться у 8–10 разів [8].

В цілому за даними з 2005 до 2020 року температура значно зросла (рис. 1). Це також вплинуло на ріст коронавірусу.

Важливим також є антропогенна зміна клімату, що проявляється в нагріванні атмосфери, особливо на високих широтах. Перш за все, це проявляється в таненні льодовиків Антарктиди та Арктики. При зростанні температури на два градуси розтануть льодовики Арктики та Антарктиди і рівень світового океану збільшиться на 70–75 м. Тобто, багато місць, які густо населені, та знаходяться на берегах морів та океанів, а разом з ними значні простори при берегових рівнин і низин будуть затоплені. Це можливе вже в цьому столітті і тому треба значно зменшити техногенне нагрівання атмосфери.

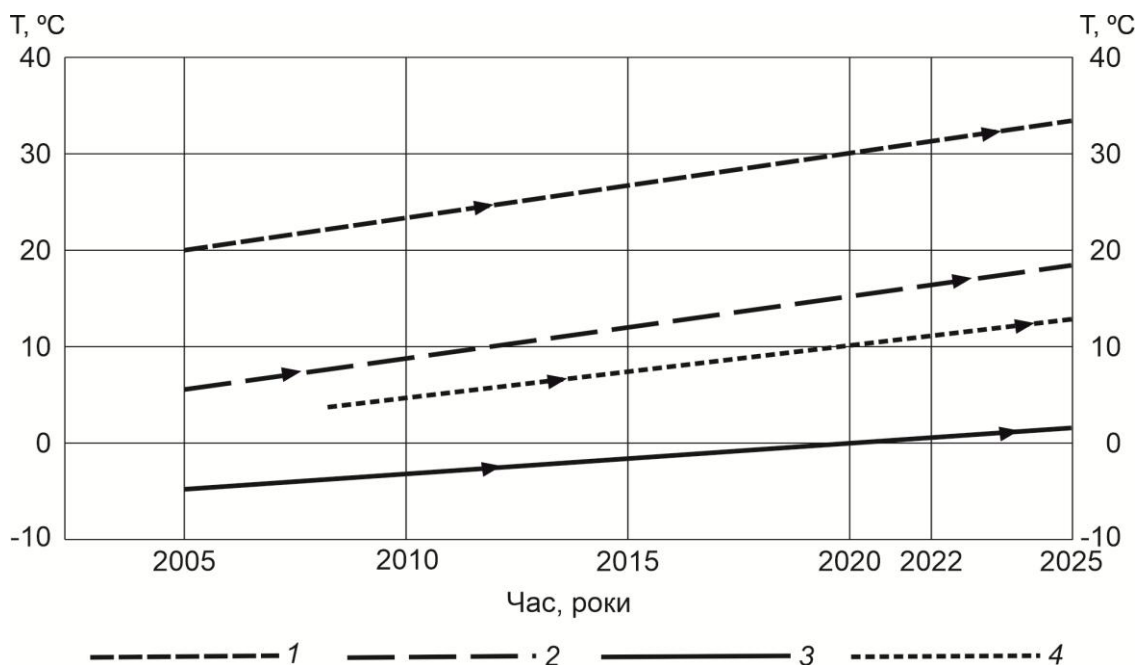


Рисунок 1 – Термодинамічна еволюція атмосфери в Україні. Виділення теплової енергії промисловістю та зміна температури приземної атмосфери: 1 – максимальної, 2 – середньої, 3 – мінімальної, 4 – зміна виділення CO₂ промисловістю у рік: від 4 т в рік на людину у 2008 р. до 10 т в 2020 р. Тут, перш за все, збільшення мінімальної зимової температури від –7 °С в 2005 р. до нуля градусів зимою в 2020 р., коли не було морозу в атмосфері України (За даними [8, 9, 12]).

Щодо питання вирішення проблеми ліквідації коронавірусу в атмосфері, треба перш за все охолодити атмосферу і тоді, як у до промислові часи, можна сподіватися на повернення зими та морозів, які знищують коронавірус та подібних йому вірусів та бактерій. Тоді у людей буде краще здоров'я і вони будуть менше хворіти [7, 8].

Хоча цей вірус ще буде у теплих приміщеннях, але там вже легше буде з ним впоратись. Важливим результатом цієї боротьби з коронавірусом буде не

тільки покращення здоров'я людей, але для цього потрібна добра воля людей та країн, яка буде спрямована на швидкий розвиток ядерної енергетики та інших чистих видів енергетики, таких як сонячна, вітрова та інші. Це, звичайно, дещо загальмує зростання населення, промисловості, але також і агресивності, в тому числі і військової.

Сучасний техногенез значно забруднює та нагріває атмосферу Землі і тому з 2020 року розвинувся коронавірус, що призвело до загибелі тисяч людей, а також до штормів в атмосфері та танення льодовиків на полюсах і підняття рівня світового океану. Тому, перш за все, треба розвивати ядерну енергетику, а також використовувати сонячну та вітрову енергетики.

Література:

1. *Баряхтар В.Г.* Двадцать первый век: производство энергии, уровень жизни, экология, проблемы // Геофизический журнал, 2006.Т. 28,. № 3, С. 7-18.
2. *Белевцев Р.Я. и др.* Об инфильтрационном генезисе позднепротерозойских урановых месторождений Украинского щита // Геохімія та рудоутворення, 2005. № 23, С.69-74.
3. *Белевцев Р.Я., Спивак С.Д.* Термодинамический анализ современной энергетики и ее влияния на окружающую среду. // «Екологічна безпека: проблеми і шляхи вирішення», Зб. наук. Праць, УкрНДІЕП, Харків: Райдер, 2006.Т. 1.С. 13-15.
4. *Белевцев Р.Я., Бойченко С.Г., Спивак С.Д. и др.* Термодинамика газового обмена в окружающей среде. Киев: Наук. Думка, 2007. 247 с.
5. *Белевцев Р.Я., Блажко В.И., Терещенко С.И.* О термодинамической эволюции геосфер и тектонике плит // Геофізичний журнал, 2016. № 6. С. 118-136.
6. *Белевцев Р.Я., Блажко В.И., Дерман В.А., Жолуденко О.А., Кузенко С.В., Терещенко С.И.* Термодинамика выбросов токсичных веществ автомобилями в повітря міст та очищення його рослинами.// Зб. наукових праць ДУ “ІГНС НАН України”. Киев: Наукова столиця, 2018, В. 28. С. 66-73.
7. *Белевцев р.я., В. І. Блажко В.І., Висотенко О. А., Кузенко С. В., Мельниченко Б. Ф., Михальченко І. І., Петрова Л. О., С. І. Терещенко С. І.* Термодинамічна рифей-фанерозойська еволюція верхніх геосфер: атмосфери, земної кори, гідросфери та біосфери // Геологічний журнал, 2020. № 2 С. 18-26.
8. *Белевцев Р.Я., Блажко В. И., Михальченко И. И., Мельниченко Б. Ф., Петрова Л.А., Висотенко О.А., Терещенко С.И.* Термодинамический анализ эволюции современной энергетики и ее влияние на потепление климата, а также на распространение коронавируса, и заражение им людей с 2020 года // Збірник наукових статей XVI Міжнародної науково-практичної конференції «Екологічна безпека: проблеми і шляхи вирішення». Харків: Райдер, 2020. С. 36-42.
9. Планета Земля. - энциклопедия «ридерз дайджест». Китай: 2008. 256 с.
10. *Полинг А.* Общая химия. М.: «Мир», 1974. 846 с.
11. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 431 с.
12. *Лысцов В.* Угрожающее потепление //журнал «Наука и жизнь», 2005, № 2. С. 10-19.
13. [Vse.energy://news/pec-news/electro/1037/-electricity-2019](https://vse.energy/news/pec-news/electro/1037/-electricity-2019).

ОЦІНКА СТУПЕНЯ ДЕГАЗАЦІЇ ГІРСЬКОГО МАСИВУ ПРИ ВИДОБУТКУ ВУГІЛЛЯ

Галемський П. В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, Київ, Україна, galemsky@gmail.com

THE ASSESSMENT OF THE DEGREE OF DEGASATION OF ROCKS DURING COAL MINING

Halemskyi P. V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, galemsky@gmail.com

A method for the assessment of the degree of degassing of rocks during coal mining is proposed. The effect of mine degassing was taken into account. The method is to prevent coal and gas outbursts in the Central region of Donbas. There is also a method for assessing the impact of treatment on the environment. In addition, this method is for assessing the impact of mining on the environment.

Видобуток вугілля призводить до утворення порожнин виробленого простору, які заповнюються суміжними породами під час їх руйнування. Процес зміни напруженого стану гірського тиску після проходження очисної виробки призводить до складних геомеханічних процесів деформацій гірського масиву, які з часом можуть досягти земної поверхні, об'єктів інфраструктури, будівель та споруд. Цей процес супроводжується незворотною зміною газодинамічного стану масиву порід: збільшення проникності, часткова дегазація.

Для прогнозування впливу на довкілля потрібно знати межі змін товщі, наприклад, потужність порід, які дегазуються під час добування вугілля. Ефективність цього процесу може збільшуватися бурінням свердловин та іншими технічними заходами. В результаті газоносність суміжних вугільних пластів та порід зменшується настільки, що унеможливаються прояви газодинамічних явищ.

На рис. 1 для Центрального району Донбасу наведено раптові викиди вугілля і газу для умов надробки. В цих випадках випереджальні виробки впливали на пласти, які знаходяться в породах лежачого боку, але недостатньо для прояву захисної дії дегазації та зниження гірського тиску.

Мінімальні значення відстаней до пластів (M), що надробляються, та його потужності ($m_{пл}$), при яких відбулися раптові викиди, можливо апроксимувати функцією і використати її в якості критерія для визначення зони ефективною надробки (M_{ef}):

$$M_{ef} < M = 71,33 e^{-0,34/m_{пл}}. \quad (1)$$

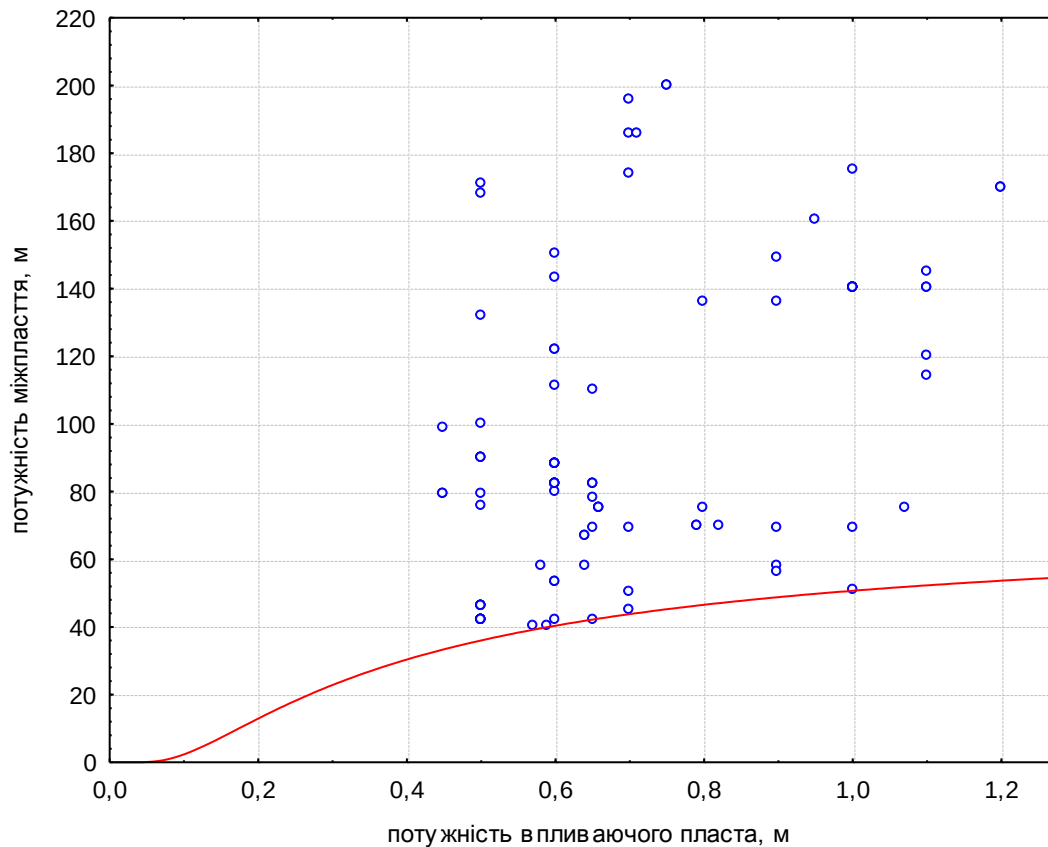


Рисунок 1 – Гранична крива ефективності надробки при раптових викидах

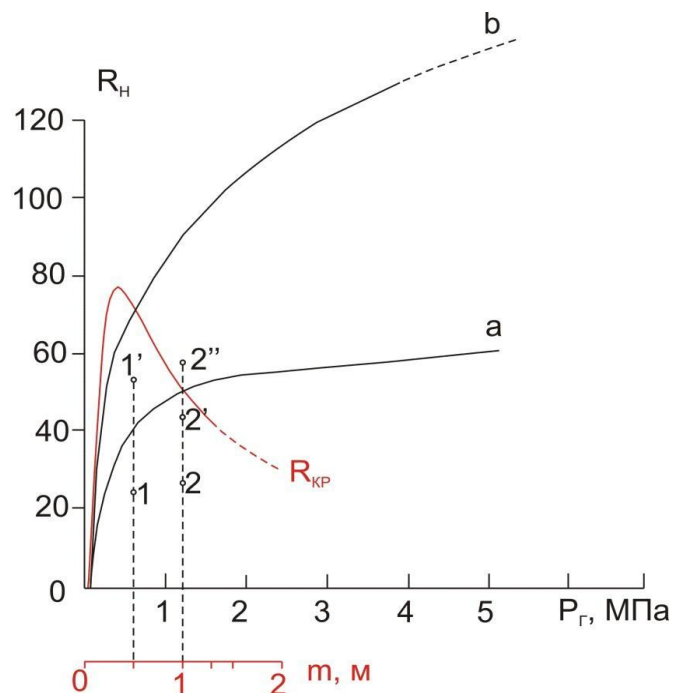


Рисунок 2 – Закономірності розподілу залишкового тиску метану P_r з діапазоном критичних значень радіусу дегазації $R_{кр}$ в надроблених крутих вугільних пластах.

Цей критерій можливо сумістити з даними ІПКОН РАН [1] щодо ефективності дегазації порід лежачого боку. На рис. 2 крива а – це дія тільки надробки вугільного пласта, б – з використанням додаткових технічних заходів шахтної дегазації. На осі абсцис відкладається залишковий тиск газу у

свердловині. На осі ординат – значення радіуса дегазації R_n , який дорівнює відношенню $M/m_{пл}$. $R_{кр}$ на графіку отримуємо поділивши (1) на $m_{пл}$. На додатковій осі зазначено потужність пласта, який захищає. Таким чином, для точок 1', 2'' – ефективний захист надробки при використанні додаткових методів шахтної дегазації, 1, 2, 2' – ефективний захист за рахунок дії тільки надробки.

В роботі запропоновано методику оцінку ступеня дегазації гірського масиву при видобутку вугілля з урахуванням впливу додаткових заходів шахтної дегазації. Доцільно її використовувати для умов Центрального району Донбасу з метою запобігання газодинамічних явищ і для оцінки впливу ведення очисних робіт на довкілля.

Література

1. Малышев Ю. Н., Трубецкой К. Н., Айруни А. Т. Фундаментально-прикладные методы решения проблемы метана угольных пластов. М.: Издательство Академии горных наук, 2000. 535 с..

УДК 553.31+911.5+58.072+908

СУЧАСНИЙ СТАН ВІДВАЛІВ ГІРНИЧО-ДОБУВНИХ ПІДПРИЄМСТВ КРИВБАСУ

Губіна В.Г., Заборовський В.С.

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН
України», Київ, Україна, gvg131619@gmail.com

THE CURRENT STATE KRIVBAS'S MINE DUMPS

Hubina V., Zaborovsky V.

State Institution "The Institute of Environmental Geochemistry NAS of
Ukraine", Kyiv, Ukraine, zaborovskyyv@ukr.net

The paper analyzes the current state of rock dumps located on the territory of the Krivoy Rog iron ore basin. The following parameters have been analyzed: the number of dumps of operating enterprises (mines), types of rocks for each enterprise, features of their mineral composition, volumes (number) of accumulated rocks, areas occupied by dumps. Dumps have been established that exist on the ground, but not taken into account by the state statistics of Ukraine, in connection with the change of the state and the owners of the mines.

Відвали гірничо-переробних підприємств Кривбасу, які утворюються впродовж багатьох десятиліть, є джерелами тривалого впливу на всі елементи навколишнього середовища: надра, земну поверхню, водний і повітряний басейни, флору і фауну. Екологічний збиток від величезних мас мінеральних відходів очевидний: вони займають великі площі землі, створюють потворні ландшафти, забруднюють навколишнє середовище.

З позиції геоморфології відвал – це позитивна акумулятивна форма техногенного рельєфу, в межах якої відбувається накопичення мінерального

матеріалу. За всіма морфометричними показниками відвали належать до мезо- та мікрорельєфних форм. На поверхні вони ускладненні мікро- та наноформами.

З точки зору раціонального використання мінеральної сировини, у відвали спрямовуються деякі корисні копалини, які можна використати в промисловості [1].

Залізні руди на території Криворізького басейну почали видобувати наприкінці XIX ст. Спочатку кар'єрним способом, а в перші роки XX ст. – першими невеличкими шахтами. За радянських часів, до 1956 р., добування велося лише підземним способом, а після побудови гірничо-збагачувальних комбінатів – відкритим способом.

Крім цього, на території басейну вівся добуток деяких нерудних корисних копалин. В результаті розвитку гірничодобувної справи утворювалися і продовжують утворюватися відвали розкривних і вміщуючих порід. Їх види за походженням описані нижче.

Відвали гірничо-збагачувальних комбінатів – найпотужніші за площею, висотою і обсягами гірничих мас, що в них накопичені, головним чином складені кристалічними породами фундаменту, які сформувались на підґрунті дрібніших відвалів початку розробки родовищ, складених у своїй основі пухкими осадовими породами. Розташовані вздовж бортів кар'єрів (Ганнівське, Першотравневе родовища), на відстані від них (Інгулецьке родовище), вздовж р. Інгулець (Новокриворізьке, Скелеватське родовища). Їх можна поділити на старі, відпрацьовані, які поросли трав'янистою і деревовидною рослинністю і свіжі, діючі, куди розкривні породи складуються нині.

При видобутку бідних залізних руд з кар'єрів на збагачувальну фабрику спрямовуються залістисті кварцити з масовою часткою заліза загального 35-37%. Кондиційними по магнітному залізу вважаються кварцити з масовою часткою 11-14%, в залежності від родовища. Залістисті кварцити з масовою часткою заліза нижче цього значення вважаються некондиційними, потрапляють у відвали ГЗК, де складуються разом з іншими розкривними породами та не обліковуються.

Відвали підземного добування залізних руд утворені поруч з шахтами і створені за рахунок проходження стовбурів шахт.

Відвали відходів дробарно-сортувальних фабрик (ДСФ) – це так званий відсів ДСФ, який утворюється в процесі первинної підготовки багатой залізної руди до доменної плавки, що пов'язано з низьким вмістом заліза у руді.

Встановлено, що при подрібненні руди 7-15 масових % залишається не подрібненою і після грохочення (розподілу матеріалу за класами крупності) ці збагачені на залізо шматки потрапляють у відходи, які накопичуються на промайданчиках шахт [2]. Некондиційна фракція з масовою часткою заліза 39 - 45% береться на облік у Державному балансі запасів і вважається корисною копалиною загальнодержавного значення. Вона складається окремо як залізорудна сировина, що тимчасово не використовується.

Щорічно, при виробництві агломераційної руди на ДСФ Кривбасу утворюється 600-900 тис. т некондиційної фракції рудної маси, при масовій частці заліза в ній в 39-45%. Тому на 7 діючих шахтах щорічно утворюється 336 тис. т техногенного заліза. Вважається, що на шахтах Кривбасу вже накопичено 10 млн. т некондиційної фракції, яка вміщує 4,2 млн. т заліза. Треба зазначити, що це вже подрібнена сировина, розмір кусків, що утворюються в процесі подрібнення – 10-80 мм.

Відходи ДСФ накопичуються навколо підприємств у так званих складах, які за морфологією, обсягами і площами, що займають, мають вигляд відвалів, але не є відходами, а вважаються проміжним продуктом.

Відходи ДСФ представляють собою подрібнений до крупності 100-20 мм матеріал, який складається з багатої (загальний вміст заліза 55-69%) гематитової руди, бідної гематитової руди (46-55%), гематитових кварцитів (25-46%), сланців різного складу, безрудних і малорудних залізистих кварцитів (Fe заг. 10-25%).

Відвали дореволюційних залізрудних рудників – невеликі за розмірами, але широкі, з кутом нахилу схилу 6-8°, складені, головним чином пухкими осадовими породами. Потужність розкривних порід не перевищувала 1-9 м від поверхні рудного тіла, тому, переважно, застосовувався відкритий спосіб розробки корисних копалин. Глибина кар'єрів не перевищувала 40 м. Так, наприклад, відвали кар'єрів, які розробляли рудні поклади Тарапаківського родовища, мали вигляд невисоких горбів (до 5-8 м заввишки) або платоподібних насипів округлої і видовженої форм висотою до 10-15 м, площею до 0,2-0,3 га. Вони відсипались на схід і на захід від кар'єрів і були розташовані у меридіальному напрямку.

Відвали південних рудників Тарапаку мали висоту 10-15 м, форму карликових плато і горбів та розташовувались одразу за брівкою східних бортів кар'єрів в долині р. Саксагань та біля русла р. Інгулець. Загалом, південними рудниками було створено 10 відвалів. На північних рудниках Тарапаку розкривні породи складували обабіч кар'єру у два відвали [3]. Введення в експлуатацію першого підйомного обладнання призвело до збільшення глибини кар'єрів та, відповідно, розширення площі відвалів. Хоча перші розробки велися на обмеженій території, вони зумовили зміну поверхневого стоку, режиму ґрунтових та підземних вод, призвели до утворення техногенних ландшафтів.

Нині такі відвали саморекультувались, заросли рослинністю і розташовані майже в селітебних територіях, або вздовж затоплених дореволюційних кар'єрів.

Відвали гранітних кар'єрів представляють собою єдиний комплекс із кар'єрами, які нині затоплені водою. Утворені похідні ландшафти естетично привабливі і перспективні в плані рекреаційного відпочинку.

В публікації [4] автор нарахував 104 відвали на території м. Кривий Ріг, включаючи сучасні відвали ГЗК, радянських рудників підземного і відкритого видобування багатих залізних руд, дореволюційних шахт і копалень.

Досліджуються гірничо-промислові ландшафти (ГПЛ), техногенні форми рельєфу, що їх утворюють. Наведена класифікація відвалів за наступними показниками: за будовою, за висотою, за площею, за об'ємом, за формою в плані, за гідрологічними умовами, за складованою сировиною тощо.

Водночас з цим, згідно Реєстру видалення відходів у Дніпропетровській області, станом на 03.10.2017 р. в 22 відвалах розкривних порід діючих гірничо-добувних підприємств заскладовано 12,265 млрд. т (3,91 млрд. м³) розкривних і вміщуючих порід. В деякі відвали підприємства спрямовують металургійні шлаки та будівельні відходи. Площа, зайнята під відвалами в межах м. Кривий Ріг, складає 4,3 тис га. В таблиці 1 наведена узагальнююча інформація щодо відвалів діючих добувних підприємств Кривбасу на підставі даних Державної служби статистики України.

Таблиця 1. Узагальнююча інформація щодо відвалів діючих добувних підприємств Кривбасу

Кількість відвалів	Кількість, <u>млн. т</u> Обсяг, млн. м ³	Площа, га	Характеристика відходів
ПАТ «Інгулецький ГЗК»			
3	<u>2165,742</u> 676,794	699,05	Розкривні породи, відходи змішані будівництва та знесення будівель і споруд (відходи будівельні великогабаритні), розкривні породи, відходи сухої магнітної сепарації
ПАТ «Південний ГЗК»			
2	<u>2176,645</u> 723,745	1079,1	Окислені руди, сланці, розпущені розкривні породи
ПАТ «АрселорМіттал Кривий Ріг»			
4	<u>1456,0</u> 468,5	1001,45	Відходи розробки кар'єром руди залізної, розкривні породи, доменні шлаки гранульовані для будівництва та інші
ПАТ «Центральний ГЗК»			
10	<u>582,500</u> 160,291	548,93	Відходи розроблення кар'єром руди залізної, розкривні породи
ПАТ «Північний ГЗК»			
2	<u>6000,0</u> 1875,0	1833,6	Відходи розроблення кар'єром руди залізної
Сума по ГЗК Кривбасу			
21	<u>12251,77</u> 3 904,33	4262,13	
Шахтоуправління «Октябрське» ПАТ «Кривбасзалізрудком»			
1	<u>13,5</u> 5,40	24,07	Відходи руд залізних інші
Сума по Кривбасу			
22	<u>12265,270</u> 3 909,73	4286,2	-//-

Підприємства звітують лише про кількість щорічно утворених відходів, тому інформація щодо колишніх відвалів до Держстату не спрямовується. Наприклад, тільки за радянських часів було побудовано/відновлено понад

25 шахтних стволів рудопідйомних шахт, які з 1973 р. входили до Виробничого об'єднання «Кривбасруда». Поруч кожного такого шахтного ствола будувалось по два вентиляційних, тобто було побудовано понад 70 шахтних стволів. Породи, що піднімалися на поверхню складувались у відвали, які розташовані вздовж шахт. На сьогоднішній день в Кривбасі працює тільки 7 рудопідйомних шахт, які входять до складу двох підприємств: ПАТ «Криворізький залізорудний комбінат» і ПАТ «Суша балка». При цьому лише ПАТ «Криворізький залізорудний комбінат» звітує про щорічно утворені відходи і місце видалення відходів.

У відвалах залізорудних добувних підприємств, головним чином, закладовано наступні різновиди докембрійських кристалічних порід, із зазначенням головних породоутворюючих мінералів: малорудні кварцити магнетитові (кварц, магнетит, гематит), амфіболи: кумінгтоніт, тремоліт, актиноліт, рибекіт (на деяких родовищах); сланці (кварц, мусковіт (серицит), хлорит, тальк, залізисті карбонати, магнетит, графіт); окислені кварцити (мартит, гематит, гідрооксиди, магнетит), а також наступні кайнозойські осадові породи: глини еоценові темно-сірі; глини еоценові сірі, сіро-зелені; глини олігоценіві слюдисті зеленувато-сірі; вапняки міоценові мушлякові сірі, світло-сірі мушлякові та піски дрібнозернисті; глини понтичні зеленувато-сірі бентонітоподібні; вапняки пліоценові мушлякові мергелисті; глини червоно-бурі пластичні комкуваті; піски; суглинки лесовидні палево-жовті, палево-сірі з карбонатними стяжіннями.

Література

1. Губіна, В.Г. До питання комплексного використання мінеральної сировини Криворізького басейну // Зб. наук. пр. Інституту геохімії навколишнього середовища, 2012, Вип. 21. С. 64-76.
2. Евтехов В.Д., Волошин В.М., Зубкевич В.Ю., Евтехов Е.В. Первый опыт повторного обогащения отходов дробильно-сортировочных фабрик Криворожского бассейна // Геолого-мінералогічний вісник, 2007, № 1 (17). С.86-90.
3. Казаков В.Л., Калініченко О.О. Історичні ландшафти території залізорудних рудників Тарапаківського пласта міста Кривого Рога // Наукові записки державного педагогічного університету ім. М.Коцюбинського. Серія: Географія – Вінниця, 2007. – Вип. 14. – С. 27-35.
4. <http://kdpu.edu.ua/pryroda-krivirizhzhia/fiziko-heohrafichna-kharakterystyka/landshafty/1345-na>

УДК 502/504.42:(550.42:551.351.2)

**ОРГАНІЗАЦІЙНІ АСПЕКТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗАБРУДНЕННЯ ДОННИХ
ВІДКЛАДІВ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ ПЛАСТИКОВИМИ
ВІДХОДАМИ**

Ємельянов В.О., Насєдкін Є.І., Куковська Т.С., Митрофанова О.А.

ДНУ “МорГеоЕкоЦентр НАН України”, Київ, eva@nas.gov.ua

**ORGANIZATIONAL ASPECTS OF RESEARCH OF THE BLACK SEA
WATER AREA BOTTOM SEDIMENTS POLLUTION BY PLASTIC WASTE**

Yemelianov V., Nasiedkin Ye., Kukovska T., Mytrofanova O.

SSI “MariGeoEcoCenter NAS of Ukraine”, Kyiv, eva@nas.gov.ua

To a number of negative changes in the state of the environment on a global scale in recent decades has been added the problem of waste synthetic materials large amounts accumulation both within land and marine waters. Plastic waste and microplastics are present in all major components of the world's oceans, such as water column, surface bottom sediments and biological objects. Studies of waste volumes, composition and distribution dynamics in the Black Sea Ukrainian sector should take into account a number of regional features, which are related to the territory geographical characteristics and pollution sources intensity.

Проблема забруднення довкілля досягла за останні десятиліття загрозливого масштабу, при цьому кінцевою ланкою депонування більшості забруднювачів, головним чином, є верхній осадовий шар геологічного середовища. Важкі метали, радіонукліди, нафтові вуглеводні, інші стійкі забруднювачі, потрапляючи різними шляхами в ґрунти суходолу та донні відклади акумулюються в них, створюючи потенційно небезпечні ділянки. Найбільш вразливою ланкою, як свідчить світова практика, є поверхневі шари донних осадків закритих морів чи акваторій з обмеженим водообміном, до яких відноситься й Чорне море. Зміни, що відбуваються в прибережно-шельфових зонах моря у зв'язку з привнесенням забрудників, порушують природний геохімічний баланс і призводять до погіршення умов існування морських екосистем та самої людини.

За узагальненими даними [1], з річковими водами, безпосередніми скидами промислових та побутових відходів, з “дифузійними” та поверхневими стоками від злив в моря надходить, в середньому, 44% усіх забруднень, через атмосферу – 33%, внесок морського транспорту складає 12%, морських поховань – 10%. Співвідношення надходжень з джерел забруднення коливаються в межах певних ділянок акваторії, відповідно до притаманних їм особливостей (географічні, геологічні, океанологічні характеристики, види антропогенного впливу тощо). Шельф північно-західної частини Чорного моря в межах України є своєрідним за природними умовами, а також речовинними характеристиками, об'ємами та розподілом техногенних навантажень. З природних чинників найважливішими слід вважати: значний вплив річкового стоку; мілководність акваторії; велика кількість лиманів та заток; гідродинамічний режим.

Антропогенний фактор найбільше визначається техногенним навантаженням на певні території водозбору, типами і джерелами надходження забруднювачів.

Проблемою чорноморського регіону є й інша сучасна тенденція – суттєве зростання кількості політантів, які характеризуються певною інертністю щодо негативного впливу на екосистеми і великим періодом існування в компонентах природних систем – пластикового сміття та мікропластику. Сутність проблеми, зокрема для нашої країни, визначається відривом розвитку науково-технічного прогресу, спрямованого на споживчий сегмент суспільства, від формування завдань та впровадження природоохоронних заходів, що спрямовані на нейтралізацію відповідних екологічних загроз. Для сучасного стану довкілля в Україні ця негативна тенденція посилюється фактом недосконалості сфери екологічного регулювання, як в нормативно-правовій, так і методичній та практичній сферах. При високій динаміці зростання виробництва пластиків відсоток їх утилізації залишається традиційно низьким – приблизно 9% виготовлених у світі пластмас переробляються, дванадцять відсотків – спалюються [2]. В Україні, за приблизними підрахунками, синтетична та штучна полімерна складова накопичених побутових відходів складає 0,6 млн т і розпорошена на 6 тисячах офіційних та більше ніж 20 тис. стихійних звалищ і полігонів у межах водозбірних територій, включаючи морське узбережжя.

Останнім часом важливим стимулом позитивних змін у цій сфері слід вважати імплементацію низки нормативних документів, розроблених Європейським Союзом, зокрема Директиви ЄС 2008/56/ЄС – Рамкової директиви з морської стратегії (MSFD) – Marine Strategy Framework Directive. Україна повинна на основі базової оцінки, здійсненої відповідно до ч. 1 ст. 8 MSFD, розробити і застосувати програму екологічного моніторингу для постійної оцінки екологічного стану морського середовища, базуючись на переліках характеристик, видів тиску й впливу, зазначених у Додатках III і V директиви. При цьому в переліку показників факторів впливу на стан морського довкілля та переліку підпрограм спостережень за факторами впливу на морську екосистему включені й морське сміття та мікропластик – типи забруднювачів, контроль за якими в межах нашої країни не проводився.

Результати дослідження, проведеного в рамках проекту ЄС/ПРООН «Посилення екологічного моніторингу Чорного моря: вибрані заходи» (EMBLAS-Plus), засвідчили, що 83% морського сміття, виявленого в Чорному морі, становить пластик побутового призначення. Великі річки (в Україні дослідження проводилися на Дунаї та Дністрі), відповідно результатів спостережень, виносять у море від 6 до 50 одиниць такого сміття на годину, а його кількість у Чорному морі майже вдвічі перевищує аналогічну цифру для Середземного моря (від 9,5 до 50 одиниць сміття/км²).

При цьому донні відклади акваторії моря є основним і кінцевим акумулятивним середовищем, поглиначем для пластикового сміття та мікропластику. Одночасно, полімерне сміття на морському дні – це найменш досліджуваний сегмент зі всього спектру забруднювачів, що акумулюються в

складі сучасних поверхневих відкладів південно-західної частини акваторії Чорного моря.

Очевидно, що організація досліджень у рамках реалізації зазначеної системи моніторингу має, в першу чергу, ґрунтуватись на якісному теоретичному та практичному підґрунті. Попередній аналіз стану проблеми засвідчив, що надійність отримання та обробки, а також подальшої гармонізації даних залежатиме від якості методологічної складової та методичних напрацювань [3]. Це свідчить про необхідність першочергового вирішення завдання стандартизації методологій відбору, ідентифікації та кількісної оцінки мікропластиків у водному середовищі та донних відкладах шляхом формулювання стандартних операційних процедур (польові методика та техніка відбору – лабораторні методи сепарації проб і виділення частинок – апаратурний комплекс ідентифікації різних компонентів).

До переліку ключових питань мають відноситись:

- безпосереднє визначення об'єкту досліджень, обґрунтування терміну «мікропластик», характеристики, що ідентифікують його хімічний склад, видовий розподіл, розміри, тощо;

- польові методики відбору мікропластику для різних компонентів водного (морського) середовища (певні шари водної товщі, пляжеві наноси в межах різних типів узбережжя, речовинні типи донних відкладів, інше);

- первинні системи відділення мікропластиків від природної речовини, включаючи черговість проведення різних операцій – гравітаційного розподілу, хімічного очищення, візуального розділення та ін.;

- уніфікація використання високотехнологічного обладнання та апаратурних комплексів для визначення видів мікропластиків, хімічного складу, особливостей їх трансформації в природних середовищах тощо.

Також важливим питанням слід вважати якість обґрунтування та попереднього визначення географічних, гідрологічних, гідрохімічних, гідробіологічних, седиментологічних та геологічних властивостей ділянок природного середовища, що визначатимуться дослідниками в якості представницьких для проведення польової частини робіт. Розподіл в акваторії південно-західної частини акваторії Чорного моря пластикової компоненти, надходження якої відбувається як в складі річкових вод, так і від берегових джерел, у першу чергу пов'язано з течіями, включаючи гідрофронти річок. Як відомо, сток Дніпра, Південного Бугу, Дністра та Дунаю визначає 80% усього річкового стоку в Чорне море. Фізичні і хімічні властивості морських вод впливають на умови перенесення і акумуляції пластикового сміття та мікропластику. Зокрема, як відомо, в зонах гідрофронтів річок відмічається збільшення швидкості седиментації, пов'язане з коагуляцією суспензій у пригирлових шлейфах [4, 5].

Особливу увагу при вивченні потенційних джерел забруднення слід надати Одеському приморському регіону, значну частину якого займає міська агломерація – найбільш велика на Чорному морі (три потужних порти України

– Одеса, Іллічівськ, Южний), де сходяться транспортні шляхи, ведеться будівництво та перевалка різноманітних вантажів.

Література

1. Review of the state of the Black Sea Region Marine Environment. IMO/FAO/UNESCO/WMO/WHO/IAEA/UN/UNEP Joint Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Pollution (GESAMP). – GESAMP : Geneva, 1990. – № 41.
2. Jambeck, Jenna R. (2017). Production, use, and fate of all plastics ever made Roland Geyer^{1,*}, Jenna R. Jambeck and Kara Lavender Science Advances 19 Jul 2017: Vol. 3, no. 7.
3. Hidalgo-Ruz, Valeria (2012). Microplastics in the Marine Environment: A Review of the Methods Used for Identification and Quantification / Valeria Hidalgo-Ruz, Lars Gutow, Richard C. Thompson, Martin Thiel // Environmental Science & Technology, 46 (6).
4. Айбулатов Н. А. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана / Н. А. Айбулатов, Ю. В. Артюхин. – СПб. : Гидрометеиздат, 1993. – 304 с.
5. Ларченков Е. П. Влияние геологических процессов на экологическое состояние Северо-Западного шельфа Черного моря / Е. П. Ларченков, А. П. Чередниченко // Геоэкология рекреационных зон Украины. – 1996. – № 2 – С. 71–78.

УДК 550.4:502(477)

РИЗИКИ (ТЕКТОНІЧНИЙ ФАКТОР) ПРИ ПОБУДОВІ КАСКАДУ ВЕРХНЬОДНІСТРОВСЬКИХ ГІДРОЕЛЕКТРОСТАНЦІЙ (ГЕС)

Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О.

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, zhovinsky@ukr.net, nataliya.kryuchenko@gmail.com

RISKS (TECTONIC FACTOR) DURING CONSTRUCTION OF THE CASNADE OF UPPER DISTRICT HYDROPOWER PLANTS (HPP)

Zhovinsky E.Ya., Kryuchenko N.O.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, zhovinsky@ukr.net, nataliya.kryuchenko@gmail.com

The project of creating a hydroelectric power station of average power in the Upper Dniester basin is analyzed in relation to the tectonic factor. The tectonic scheme of the area of work is presented, indicating the location of the planned hydroelectric power plants. It was found that HPP-1, 2 are located at the nodes of tectonic faults, HPP-4, 5 within the influence of faults. It was found that the confirmation of the presence of zones of tectonic disturbances are mineral springs. Conclusions are made on the need to carefully investigate the tectonic factor during the planned construction of the Upper Dniester HPP cascade.

Для сталого соціально-економічного розвитку необхідна стратегічна екологічна оцінка впливу гідроенергетики на річковий басейн і річкову екосистему. Стратегічна екологічна оцінка повинна передувати прийняттю принципових рішень щодо проектів будівництва нових гідроелектростанцій.

Дністровський каскад ГЕС – комплекс ГЕС і ГАЕС у річковому басейні Дністра, реалізований у формі гідроенергетичного каскаду. На сьогодні активно обговорюється проект створення ГЕС середньої потужності в басейні Верхнього Дністра. У 2018 році компанія «Укргідроенерго» почала роботи зі створення до 6 штучних водойм для ГЕС. Зараз вона розпочала вишукувальні роботи. Компанія повідомила, що попередньо розглядаються наступні адміністративні одиниці для можливого будівництва ГЕС: Тлумацький район, село Вістря; Городенківський район, 3,5 км вище села Монастирок; Заліщицький район, села Литячі, Брідок, місто Заліщики; Борщівський район, село Устя. За результатами вишукувань та техніко–економічних розрахунків кількість ГЕС, їх розташування, висота гребель і розміри водосховищ можуть бути змінені [1].

Запланована сумарна потужність цих шести ГЕС – 390 МВт. Адміністративно проект зачепить три області: Івано-Франківську (1 ГЕС), Тернопільську (4 ГЕС) та Чернівецьку (1 ГЕС). Причому, існує два варіанти розташування (зміни стосуються тільки перших двох ГЕС) (рис. 1).

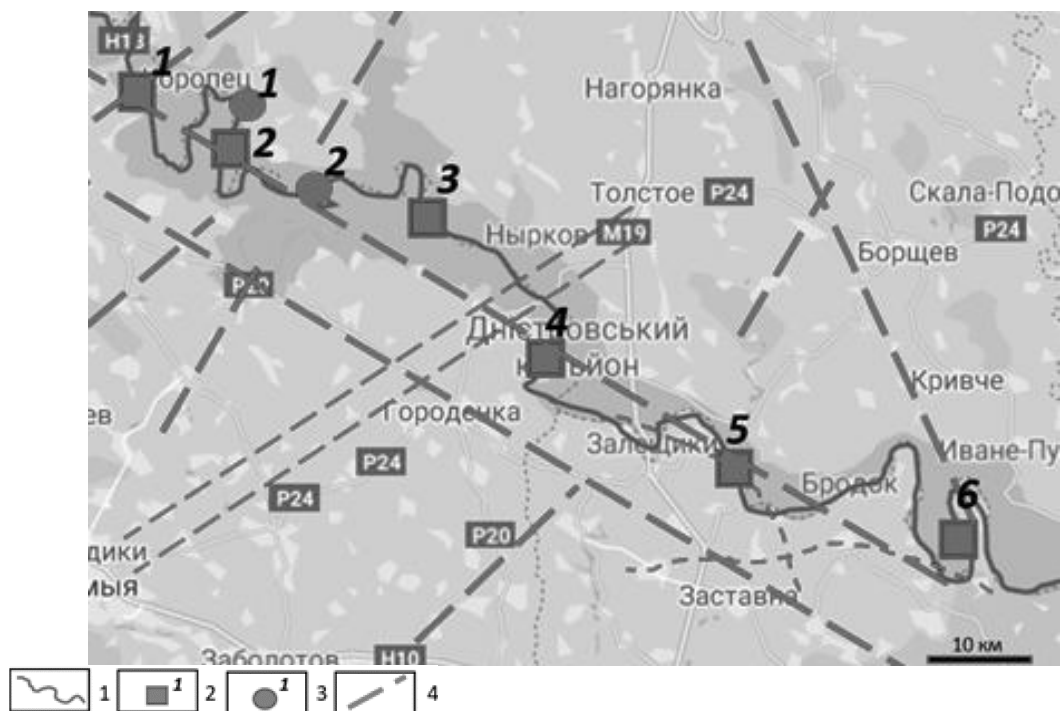


Рисунок 1 – Схема розміщення запланованих ГЕС в басейні Верхнього Дністра. 1 – р. Дністер, 2 – перший варіант розміщення ГЕС, 3 – другий варіант розміщення ГЕС, 4 – тектонічні порушення

При оцінці розміщення запланованих ГЕС одним з найважливіших факторів є наявність тектонічних порушень. Геохімічний стан об'єктів довкілля, в значній мірі, може залежати від впливу глибинних флюїдів, інтенсивність надходження яких залежить від розвитку тектонічних розривних структур, насамперед розломів. Флюїди надходили і надходять з глибоких горизонтів до поверхні Землі по глибинним розривним структурам, по вулканічним каналам чи дифундують уздовж зон мікротріщинуватості, тощо.

Для зон розривних порушень характерна підвищена тріщинуватість, дезінтеграція і водонасиченість порід. Уздовж них активно розвивається карст, встановлюється гідравлічний зв'язок поверхневих і підземних вод. В результаті всіх цих явищ в зонах динамічного впливу розривних порушень спостерігається інфільтрація поверхневих забруднювачів у водоносні горизонти питного призначення, формування ґрунтових аномалій з високими концентраціями хімічних елементів і речовин різних класів небезпеки на геохімічних бар'єрах.

Згідно карти території досліджень з зазначенням тектонічних порушень [2] та результатів програми Mapinfo виявлено, що планується наступне розташування каскаду ГЕС: ГЕС-1 (перший варіант) – знаходиться на відстані 700 м на схід від тектонічного порушення та тектонічного вузла; ГЕС-1 (другий варіант) – 200 м на північ від розлому; ГЕС-2 (перший варіант) – 1,57 км на захід від розлому; ГЕС-2 (другий варіант) – 700 м на північ від розлому; ГЕС-4 та 5 – біля 3 км на південний захід від розлому.

Підтвердженням наявності зон тектонічних порушень на території є безліч мінеральних джерел – гідрокарбонатно-натрієві, сульфатно-гідрокарбонатно-хлоридно-натрієві, хлоридно-сульфатно-натрієві, хлоридно-натрієві води, мінералізація яких становить 15–35 г/дм³:

Екологічна небезпека цих зон може бути визначена їх тектонічною активністю. Результати попередніх досліджень на території Середнього Дністра показали можливість визначення тектонічної активізації в вузлових зонах розломів за геохімічними даними, саме за аномальним вмістом рухомих форм фтору та радону в ґрунтах та природних водах [3].

Зважаючи на вищевикладене, вважаємо за необхідність ретельно дослідити тектонічний фактор при запланованому будівництві каскаду ГЕС Верхнього Дністра.

Література:

1. Ціна питання 20 мільярдів – на Дністрі все таки будуватимуть каскади ГЕС.. <https://narodna-pravda.te.ua/>.
2. Янцевич О.О. Карта геологічної інтерпретації результатів дешифрування космічних знімків території України м–ба 1:1 500 000. Київ: Геоінформ. 2003.
3. Жовинський Е.Я., Андрієвська О.А., Крюченко Н.О. Патент № 60769 Спосіб експресного виявлення природних екологічно небезпечних зон тектонічної активізації за сумарним вмістом рухомих форм фтору та радону. Укрпатент. Спеціалізована БД "Винаходи (корисні моделі) в Україні. 2011. 9с.

**МОНІТОРИНГОВІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА СТАНОМ МІСЬКИХ
ҐРУНТІВ (НА ПРИКЛАДІ м. КИЇВ)**

Жук О.А.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, igmof.zhuk@gmail.com

**MONITORING OBSERVATIONS ON THE CONDITION OF URBAN SOILS
(ON THE EXAMPLE OF KYIV)**

Zhuk O.A.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, igmof.zhuk@gmail.com

This article the results of lithochemical studies of urban agglomerations are presents. It is established that in the presence of an organic component in surface sediments, Zn is transformed into more mobile ones, and Cu and Pb – into less mobile compounds. The necessity of complex study of laws of distribution and behavior of chemical elements in soils is considered.

Вирішення екологічних проблем міст у рамках концепції сталого розвитку територій є актуальною задачею. Під час проведення еколого-геохімічного дослідження найбільший інтерес представляє депонуючи середовища. Ґрунт це довгострокове депонуюче середовище, що знаходиться на стику всіх міграційних потоків поллютантів (газів, пилу, солей, агрохімікатів, органічних газів і рідин та ін.). Від бар'єрних властивостей ґрунтів залежить динаміка розповсюдження поллютантів. Ґрунт може відігравати двояку роль: він або перерве потік забруднюючої речовини, виступаючи як депонуючи середовище, або у ході деградації, у тому числі дегуміфікації, підкислення буде виступати як джерело забруднення. Забруднення ґрунту в місті може проявляється в різних формах: у фізичній, у ході якої зміна ґрунту пов'язане з різними, перш за все механічно діючими, агентами, та хімічній, коли зміна хімічного складу ґрунту виникає під прямим або непрямим впливом промисловості, автотранспорту, комунальної діяльності тощо. Причинами фізичних навантажень на ґрунт є підвищений тиск на поверхню ґрунту (транспорт, витоптування), заходи і процеси, пов'язані з переміщенням ґрунту. Вони призводять до змін ґрунтових параметрів, що стосуються, перш за все, складу та структури ґрунту. Це позначається на проростання насіння, проникненні коренів у ґрунт, активності і достатку організмів, що розкладають органічні речовини.[3].

Мета досліджень – моніторингові спостереження (2002 та 2019 рр.) за станом ґрунтів території м. Київ (на прикладі дерново-підзолистих та техногенних ґрунтів (так звані урбоземи).

Об'єкти і методи. Ґрунтовий покрив території ділянок, що досліджували, віднесено до дерново-підзолистих ґрунтів з легким гранулометричним складом (дерново-слабопідзолисті піщані та глинисто-піщані ґрунти на давньоалювіальних і флювіогляціальних відкладах). Це ґрунти ландшафтного заказника «Червонохутірські озера». Техногенні ґрунти – штучно створені або

природні, з ознаками підсипання, ґрунти структура яких не відповідає жодному типу. У нашому дослідженні це ґрунти що знаходяться па обіч автотранспортної системи (перехрестя Харківського шосе з іншими вулицями, Харківська площа).

Як відомо, на стійкість комплексів, що утворюються в процесі взаємодії гумусових речовин з іонами металів, впливає фізико-хімічні властивості ґрунту насамперед рН. Зі зміною рН змінюється властивості сорбції важких металів. Збільшення рН від 4 до 5,5 веде до зростання сорбції цинку на гідрооксидах заліза і алюмінію. За рН 7,5 розчинність цинку збільшується через утворення комплексів з органічною речовиною [1]. Таким чином, із зміною рН змінюється роль ґрунтових компонентів у сорбції важких металів. Також рН впливає на усю ґрунтову біоту (мікроорганізми, водорості, гриби).

У зразках ґрунту визначали фізико-хімічні властивості (кислотність, значення окисно-відновного потенціалу). Середні показники фізико-хімічних властивостей дерново-підзолистих ґрунтів вибірок 2002 та 2019 р. схожі, і дорівнюють рН–7,1, Eh – 295, але абсолютні значення рН та Eh, у виборці 2019 р., змінюються у ширшому інтервалі порівнюючи ці значеннями за 2002 р. (рН – 6,95–7,2, Eh –265–340 mV (2002), рН –5,95–7,4, Eh –240–355 mV (2019)). Середні показники фізико-хімічних властивостей техногенних ґрунтів вибірок 2002 та 2019 р. відповідають значенням рН–7,5, Eh – 295, але абсолютні значення рН та Eh, у виборці 2019 р., змінюються у ширшому інтервалі порівнюючи ці значеннями за 2002 р. (рН – 5,85–7,8, Eh –265–340 mV (2002), рН –5,05–7,9, Eh –240–355 mV (2019)).

Валовий вміст хімічних елементів визначали за допомогою емісійного спектрального аналізу. Вміст рухомих форм пріоритетних металів забруднювачів (Pb, Zn, Cu) визначали за допомогою методу атомної абсорбції на спектрофотометрі С-115.

У ґрунтах ландшафтного заказника «Червонохутірські озера» спостерігається збільшення максимальних значень валових форм Pb, Zn, Cu (110, 150, 50, мг/кг, відповідно), значення рухомих форм також збільшилось особливо для свинцю та цинку. Як відомо у процесі надходження на поверхню дерново-підзолистого ґрунту важких металів, вони в першу чергу вступають в контакт з шаром підстилки або опалого листя. З одного боку це служать пасткою для важких металів, а з іншого – насиченість водорозчинними органічними сполуками сприяє трансформації металів у більш міграційно-активнішу форму.

Середні значення валових форм ВМ за 2019 не дуже змінились порівняно з 2002. Це можна пояснити тим, що ВМ, потрапляючи у ґрунт, утворюють нові позитивно і негативно заряджені комплекси з водорозчинними органічними лігандами в перегнійно-аккумулятивний горизонті. А в умовах підзолоутворення це призводить до збідніння верхніх горизонтів токсикантами, але з іншого боку, розвиток дернового процесу призводить до акумуляції токсикантів в горизонті А1. Це пов'язано з більш нейтральною реакцією середовища в цьому горизонті [4].

Для техногенних ґрунтів також спостерігається підвищення максимальних значень валових форм важких металів (Pb, Zn, Cu) 280, 180, 80 мг/кг, відповідно. Також зафіксовано точкове підвищення рухомості важких металів. Найвища рухомість фіксується для зразків з відносно невисоким вмістом валових форм важких металів.

У процесі функціонування системи автошляхи-автотранспорт спостерігається вплив на навколишнє середовище та людину, за рахунок надходження продуктів згоряння палива, стирання шин, знос покриття, блоків автомобіля та інш. Хімічні елементи (Pb, Zn, Cu, Ni та ін.) фіксуються у складі пилу, погіршуючи тим самим якість повітря. В свою чергу Pb може надходити дихальними шляхами до організму людини та викликати ознаки астми, порушення уваги, судинної недостатності. За даними [2] вплив викидів транспортних засобів інколи спостерігається на відстані 1–2 км від автошляхів і розповсюджується на висоту понад 300 м.

Висновки. Загалом, ми спостерігаємо тенденцію к збільшенню вмісту ВМ, що досліджувались, змінам фізико-хімічних властивостей та точкового збільшення рухомості ВМ у техногенних ґрунтах. Особливістю розподілу рухомих форм досліджуваних металів є строкатий характер розподілу за профілем та площиною ділянки, як для дерново-підзолистих ґрунтів так і для техногенних ґрунтів Ці факти вказує на необхідність постійних моніторингових спостережень за накопиченням ВМ у ґрунтах та вивчення реакції середовища в умовах техногенного впливу.

Література

1. Аммосова Я.М., Орлов Д.С., Садовникова Л.К. // Охрана почв от химического загрязнения. М.: Изд-во МГУ, 1989. 96с.
2. Бондаренко Е.В., Дворников Г.П. // Дорожно – транспортная экология: учебное пособие./ под. Ред. А.А. Цыцеры. - Оренбург: ГОУОГУ, 2004. – 113 с.
3. Вайнерт Э., Вальтер Р., Ветцель Т., Егер Э., Клаустнитцер Б. и др. // Биоиндикация загрязнений наземных экосистем / пер. с нем.; под ред. Р. Шуберта. М., 1988. М.: 348 с.
4. Цаплина М.А. // Трансформация и миграция соединений свинца, кадмия и цинка в дерново-подзолистой почве: автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1991. 24 с

УДК 556.3.04+556.314

**КОНЦЕПТУАЛЬНА МОДЕЛЬ УРАНОВОГО ХВОСТОСХОВИЩА ЯК
ДЖЕРЕЛА РАДІОЛОГІЧНИХ І ТОКСИКОЛОГІЧНИХ ВПЛИВІВ НА
ГІДРОГЕОЛОГІЧНЕ СЕРЕДОВИЩЕ**

Заноз Б. Ю., Бугай Д. О., Кубко Ю. І.

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, Україна,

bzanoz@gmail.com

**CONCEPTUAL MODEL OF THE URANIUM MILL TAILING AS A
SOURCE OF RADIOLOGICAL AND TOXICOLOGICAL IMPACTS ON
THE HYDROGEOLOGICAL ENVIRONMENT**

Zanoz B., Bugai D., Kubko Yu.

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,

bzanoz@gmail.com

On the basis of monitoring data, field studies and hydraulic testing the hydrological and geochemical mechanisms and factors that govern the geo-migration processes of radioactive (U-238/234) and chemical (Mn) contaminants from the uranium tailings to groundwater and surface water are qualitatively and quantitatively assessed. It is shown that groundwater pollution is caused by the zone of secondary contamination of the geological environment, formed during the operational period. Protective factors are represented by sorption, dispersion and significant dilution of groundwater in surface water. For Mn, mobility in surface waters is likely to be further limited by the redox barrier in the groundwater-surface water system.

Вступ. Об'єктом досліджень є уранове хвостосховище «Західне», яке належить до колишнього виробничого об'єднання (ВО) «Придніпровський хімічний завод» (ПХЗ), м. Кам'янське. Мета дослідження полягає в тому, щоби на основі моніторингових даних, польових дослідно-фільтраційних робіт якісно і кількісно оцінити гідрологічні і геохімічні механізми і фактори, що обумовлюють гео-міграційні процеси радіоактивних і хімічних забруднювачів із хвостосховища в підземні і поверхневі води. В якості прикладу розглядаються два ключових забруднювача, яким властива висока мобільність в підземних водах: радіоізотопи уран-238/234 і токсичний метал - марганець.

Роботи з уточнення геологічної будови ділянки, дослідно-фільтраційні роботи і гідрогеологічні спостереження виконані в 2019-2021 рр. у рамках проєкту «Зменшення ризику та вдосконалення системи моніторингу на майданчику «ПХЗ», Україна», що фінансувався Норвезьким органом радіаційної та ядерної безпеки (DSA) за програмою технічної допомоги Україні.

Об'єкт досліджень. Хвостосховище «Західне» експлуатувалося в початковий період функціонування ПХЗ з 1949 по 1954 р. Хвостосховище розташовано в межах II надзаплавної тераси р. Дніпро в відпрацьованому кар'єрі. Площа хвостосховища становить 40 тис. м². Відходи направлялись на хвостосховище головним чином у вигляді пульпи трубопроводами. Потужність шару хвостів змінюється від 1 до 12,5 м; їх загальний об'єм сягає 0,25 млн м³. У ході рекультиваційних робіт відходи були перекриті на основній площі екраном

із суглинистих ґрунтів. У хімічному складі відходів присутні основні мінерали уран-вмісної сировини, а також хімічні реагенти, що використовувалися для екстракції. Перед складуванням відходи нейтралізувалися (з використанням вапна, аміаку та ін.), в результаті чого в хвостовому матеріалі сформувалися лужні гідрохімічні умови (рН 8,5—9,5). Середній вміст урану-238 в хвостах становить 1,7 кБк/кг, радію-226 — 5,9 кБк/кг. Хвостосховище являє собою джерело серйозного забруднення підземних вод радіонуклідами ряду урану-238, макро-іонами (сульфат-іон, магній) і токсичними металами (свинець, нікель, марганець). Зокрема, високі концентрації марганцю в хвостовому матеріалі і підземних водах пояснюються використанням піролюзиту (MnO_2) в якості окиснювача під час вилуговування уранових руд сірчаною кислотою. Підземні води фільтруються в напрямку р.Коноплянка (на відстані 1,5 км), що впадає в р.Дніпро [1-3].

Гідрогеологічні умови хвостосховища «Західне». Гідрогеологічні умови району досліджень характеризуються наявністю водоносних горизонтів у техногенних (обводнені хвости в тілі хвостосховища) та в алювіальних піщаних відкладах. Останній водоносний горизонт зазнає забруднення за рахунок інфільтрації забруднених порових розчинів із тіла хвостосховища.

За результатами виконаних нами польових дослідно-фільтраційних робіт (експрес-наливи в свердловини), коефіцієнт фільтрації алювіального горизонту в середньому складає 0,8 м/добу (2 тераса) і 1,4 м/добу (1 тераса). Відповідно, латеральна швидкість фільтрації води в водоносному горизонті оцінюється $\approx 0,2$ м/добу (70 м/рік).

Згідно з ретроспективними оцінками, з урахуванням товщини сформованого шару хвостів до 12 м, скиди пульпи в хвостосховище в експлуатаційний період складали від одного до кількох метрів водного стовпа на рік. На основі спостережень за рівнем води в водоносному горизонті в техногенних відкладах в 2005 – 2021 рр. і гідрохімічних розрахунків на основі балансу хлор-іону в підземних водах, витoki із хвостосховища в зазначений період не перевищували 30 – 80 мм/рік. Ці оцінки показують, що забруднення водоносного горизонту в алювіальних відкладах вірогідно сформувалося в основному в експлуатаційний період, а на даний момент інфільтрація з тіла хвостосховища зменшується за рахунок облаштування захисного покриття і гравітаційного зневоднення хвостового матеріалу.

Фільтраційні витрати стрічки току від хвостосховища оцінюються 230 м³/добу (0,003 м³/с). Відповідно, коефіцієнт розведення фільтраційних стоків при надходженні в р.Коноплянка (витрати 0,5 – 1 м³/с) складає 170-340.

Геохімічні умови і геоміграційні механізми забруднювачів. Згідно з моделюванням PHREEQC уран у водоносному горизонті в алювіальних відкладах існує у вигляді мобільних сульфатних і карбонатних комплексів у валентному стані 6+ [2, 3]. Сорбційний коефіцієнт розподілення U породами алювіального горизонту оцінено в діапазоні 1-18 мл/г [3]. Відповідний коефіцієнт сорбційної затримки U складає R=10-100, а швидкість міграції U оцінюється 0,7 – 7,0 м/рік. Загалом стабільний ореол забруднення ураном у

водоносному горизонті у алювіальних відкладах у зоні впливу хвостосховища за даними спостережень 2005 – 2021 рр. свідчить на користь більш низьких оцінок швидкості міграції урану.

Марганець вірогідно присутній в підземних водах у формі двовалентного іону, або комплексу з сульфат іоном, з прогнозним K_d 0,2 – 20 мл/г [3]. Забруднення всієї стрічки току до р.Коноплянка свідчить на користь відносно низького коефіцієнту затримки.

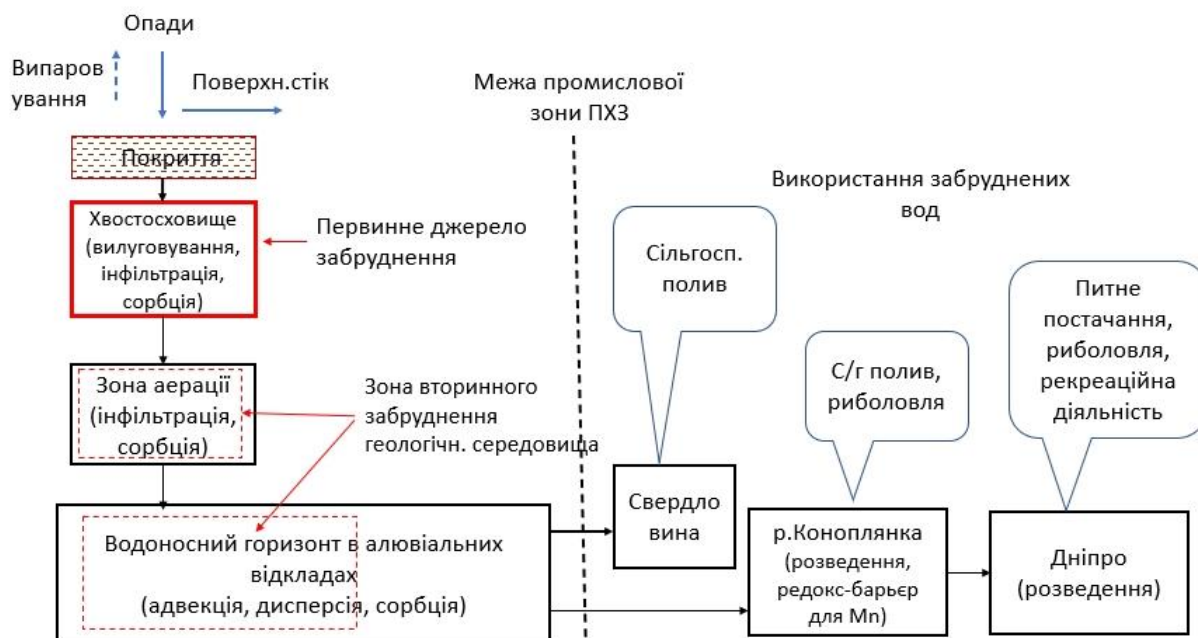


Рисунок 1 - Концептуальна модель уранового хвостосховища «Західне», як джерела негативних впливів на гідрогеологічне середовище.

Вплив хвостосховища на гідрогеологічне середовище і потенційні шляхи опромінення населення. Концептуальна модель уранового хвостосховища, як джерела негативних впливів наведена на рис.1. Забруднення підземних вод обумовлене зоною вторинного забруднення геологічного середовища, що сформувалися в експлуатаційний період. Захисні фактори представлені сорбцією, дисперсією і значним розбавленням підземних вод в поверхневих водоймах. Для марганцю вірогідно рухливість в поверхневих водах додатково обмежена редокс-бар'єром в системі «підземні води – поверхневі води».

Зазначена концептуальна модель буде використана для побудови на наступному етапі досліджень кількісних математичних фільтраційних, міграційних і дозових моделей хвостосховища.

Література

1. Bugai D.O., Laptev G.V., Skalskyi O.S., et al. Analysis of spatial distribution and inventory of radioactivity within the uranium mill tailings impoundment// Ядерна фізика та енергетика. 2015. Т. 16, № 3. С. 254–261.
2. Ткаченко К.Ю., Скальський О.С., Бугай Д.О., і ін. Моніторинг техногенного забруднення підземних і поверхневих вод у зоні впливу уранових хвостосховищ Придніпровського хімічного заводу (м. Кам'янське)// Геологічний журнал. 2020. №3. С. 17-35.

3. Заключний звіт за проектом «Еншуре — Академічний»: Геохімічна характеристика, моделювання та оцінка ризиків щодозабруднення ґрунтових та поверхневих вод радіонуклідами та токсичними речовинами на промайданчику Придніпровського хімічного заводу. Робочий пакет № 1. Детальна характеристика геохімії підземних вод (Скальський О.С. — наук. кер., Ткаченко К.Ю. — відп. вик.). 2014. Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 169 с.

УДК 550.47

**ЕКОГЕОХІМІЧНИЙ СТАН ҐРУНТІВ ТУРИСТИЧНИХ МАРШРУТІВ
ШАЦЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ**

Злобіна К.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, zlobina@nas.gov.ua

**ECOGEOCHEMICAL STATE OF THE SOIL OF TOURIST
ROUTES SHATSK NATIONAL NATURAL PARK**

Zlobina K.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, zlobina@nas.gov.ua

On the territory of the Shatsk National Natural Park, the landscapes of the Volyn Polesie are protected. Despite the growing recreational load, the territory of the park has been insufficiently studied from the standpoint of soil geochemistry. The correspondence of the content of heavy metals in soils to the regional background has been established. In terms of the cation exchange capacity, the soil of tourist trails corresponds to the background values. Ecological trail soils are potentially vulnerable to heavy metal pollution.

Шацький національний природний парк (НПП) створений для охорони рідкісних природних комплексів Західного Полісся у 1983 р. Основна увага зосереджена на збереженні рослинного та тваринного світу. Значно менше уваги приділяється дослідженням ґрунтових особливостей парку, особливо у його рекреаційній частині, що останніми роками відчуває підвищене навантаження на природні комплекси. За Національним атласом України територія Шацького НПП відноситься до алювіально-зандрових хвилястих низовин, з озерними улоговинами, дерново-підзолистими та дерново-глеєвими ґрунтами. З геохімічної точки зору, на території парку спостерігається строкаті класи ландшафтів (більш детально розглянуто в роботі [1]), здатні до самоочищення і до акумуляції. Останніми роками збільшується рекреаційне навантаження на природні ландшафти парку.

Дослідженню геохімічних особливостей розподілу мікроелементів у системі «природні води-донні відклади» також приділяється недостатньо уваги науковців. Маловодні сезони 2019 та 2020 років негативно відобразилися на гідрологічному стані водних об'єктів Шацького НПП, особливо на головному

рекреаційному об'єкті – озері Світязь. У матеріалах тез щорічної конференції «Стан і біорізноманіття екосистем Шацького НПП» та в роботі [1] неодноразово відзначалася недостатність вивчення впливу Хотиславського кар'єру з видобутку будівельного піску та крейди (Білорусь) на гідрологічний і, відповідно, гідрохімічний, стан озера Волинського Полісся.

Зниження рівня води у мілководній частині озера Світязь при одночасному порушенні гідрологічного режиму боліт призвело до оголення частини піщанистого дна (рис. 1). У таких випадках оголене дно озера перестав відігравати роль акумулюючого середовища. Дослідження впливу обміління озера на еколого-геохімічний стан прилеглих територій не проводилося.



а



б

Рисунок 1 – Фотографічне зображення відслонення відмілини оз. Світязь поруч із пірсом для відпочивальників (а) та відступу води на пляжі (б) (фото з відкритих джерел Інтернету)

Після пробовідбору на рекогносцирувальних етапах в лабораторіях ІГМР досліджувався вміст важких металів у ґрунтах екологічних стежок (пішохідний та велосипедний маршрути). Площадки відбору проб ґрунтів було обрано біля озер Світязь, Пісочне, Перемут, Кримне в межах рекреаційних зон (див. Рис. 2). Було відібрано репрезентативні площадки пробовідбору, де зразки ґрунту відбиралися з глибини 0-5 см. Методом постадійних витяжок за методикою Самчука А.І. [2] встановлено форми знаходження важких металів у типових ґрунтах Шацького НПП.

В результаті попередніх досліджень [3-5], встановлено, що ємність катіонного обміну у ґрунтах типових ландшафтів Шацького НПП знаходиться в межах фонових для дерново-слабопідзолистих ґрунтів Волинського Полісся як на рекреаційних територіях парку, так і в заповідних і в буферній зоні.

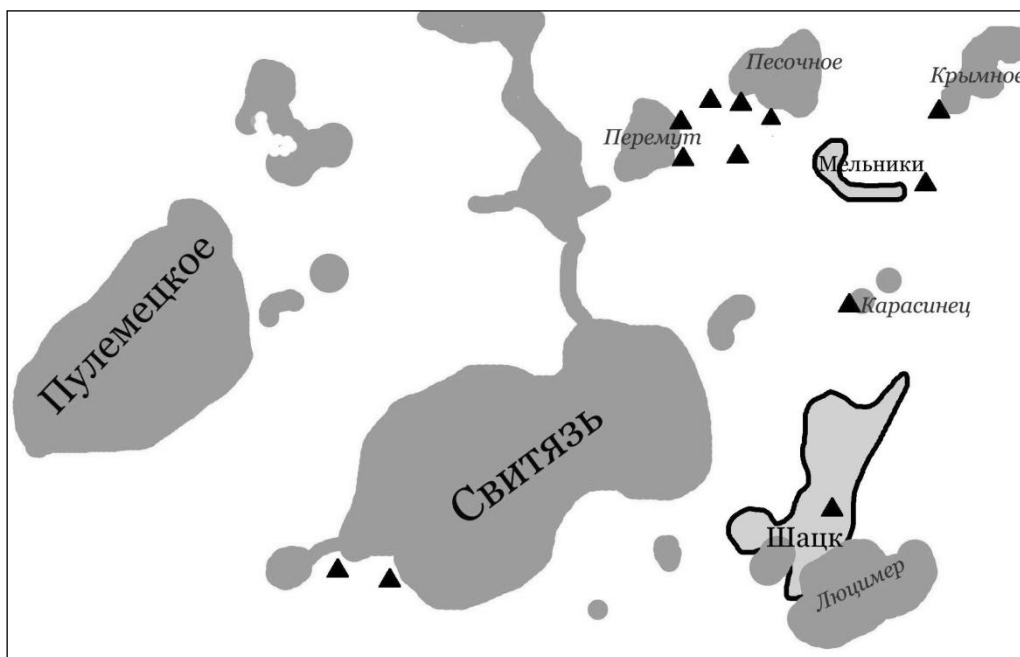


Рисунок 2 – Схема розташування площадок відбору проб ґрунтів (▲) на території Шацького НПП.

В цілому, за фізико-хімічними показниками, механічним складом, груповому і фракційному складу гумусу ґрунти досліджуваних площадок можна віднести до фонових. Наприклад, ґрунти характеризуються невисоким вмістом обмінних катіонів: вміст Na^+ не перевищує (у мг-екв/100 г) 0,1; K^+ - 0,2; Ca^{2+} - 5; Mg^{2+} - 0,9; H^+ - 19. Лише на одній площадці пробовідбору на екологічній стежці «Лісова пісня» у невеликій блюдцеподібній западині (тип ґрунтів – дерново-підзолистий) зафіксовано сумарний вміст обмінних катіонів на рівні 20 мг-екв/100 г, що відповідає природному стану поліських ландшафтів.

Проведено порівняння вмісту мікроелементів, в т.ч. важких металів у ґрунтах пішохідних і велосипедних туристичних маршрутів Шацького НПП із фоновими територіями [6] і встановлено відповідність їх вмісту до середнього вмісту на території західного Полісся. Вміст важких металів, в цілому відповідає регіональному фону за [7]: нікелю 5 мг/кг (фон 9,3 мг/кг), хрому 7 мг/кг (32,3 мг/кг), свинцю 19 мг/кг (9,3 мг/кг), цинку 10 мг/кг (42,8 мг/кг), міді 20 мг/кг (13,5 мг/кг).

Висновки. Незважаючи на зростаюче рекреаційне навантаження, територія Шацького національного природного парку вивчена недостатньо з позиції геохімії ґрунтів.

Недостатньо вивчено вплив змін у гідрологічному і гідрохімічному режимі озера Світязь на еколого-геохімічний стан донних відкладів.

Встановлено, що верхній шар ґрунтів (0-5 см) екологічних стежок Шацького НПП за фізико-хімічними показниками відповідає фоновим територіям. При збільшенні рекреаційного навантаження - потенційно вразливий до забруднення важкими металами.

Література

1. Природа Західного Полісся, прилеглого до Хотиславського кар'єру Білорусі: монографія / за ред. Ф.В. Зузук –Луцьк : ПП Іванюк В.П., 2014. – 246 с.
2. Физико-химические условия образования мобильных форм токсичных металлов в почвах / [Самчук А. И. [и др.]. // Минералогический журнал. – К., 1998. – № 2. – С. 48-59.
3. Злобина Е.С. Оценка стойкости экосистем Шацкого национального природного парка по геохимическим показателям / Е.С. Злобина, Е.В. Вовк // Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых «Актуальные вопросы наук о Земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных территорий» 29-30 ноября 2018 г. г.Гомель, Беларусь – С. 102-105.
4. Злобина Е.С. К вопросу о содержании тяжелых металлов в почвах Шацкого национального природного парка / Е.С. Злобина, А.И. Самчук, О.П. Красюк // збірник наукових праць VI Всеукраїнського з'їзду екологів з міжнародною участю [«Екологія/Ecology-2017»] (Вінниця, 20-22 вересня 2017 р.), 2017. – С. 140.
5. Злобіна К.С. Еколого-геохімічні дослідження ґрунтів заповідних територій Полісся на прикладі Шацького національного природного парку // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні: Збірник тез наукової конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (Київ, 14-16 травня 2019) У 2-х томах / НАН України, ІГМР. – К., 2019. – Т. 2. – С.118-119.
6. Єгорова Т.М. Фоновий вміст важких металів та його екологічна інформативність у ґрунтах ландшафтів зони Українського Полісся // Агрохімія і ґрунтознавство, 2014. 81. С. 65-72.
7. Люта Н.Г. Екологічний стан довкілля та Європейські перспективи України // Мінеральні ресурси України. 2011. – С. 6-11.

УДК 631.4(550.42:546.95):(528.855:628.398)(477-25)

**ЕКОГЕОХІМІЧНИЙ СТАН ҐРУНТІВ І ПРИРОДНИХ ВОД ЗОНИ
ВПЛИВУ СМІТТЄЗВАЛИЩ НА ПРИКЛАДІ ПОЛІГОНУ
ЗАХОРОНЕННЯ ТВЕРДИХ ПОБУТОВИХ ВІДХОДІВ**

Злобіна К.С.¹, Кураєва І.В.¹, Кошлякова Т.О.¹, Азімов О.Т.²

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П Семененка НАН України, м. Київ, Україна, zlobina@nas.gov.ua, ki4412674@gmail.com

²Державна установа «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України», м. Київ, Україна, azimov@casre.kiev.ua

**ECOGEOCHEMICAL STATE OF SOILS AND NATURAL WATERS IN THE
ZONE OF INFLUENCE OF THE LANDFILL ON THE EXAMPLE OF THE
LANDFILL FOR SOLID HOUSEHOLD WASTE**

Zlobina K.¹, Kuraieva I.¹, Koshlyakova T.¹, Azimov O.²

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, zlobina@nas.gov.ua, ki4412674@gmail.com

²Scientific Centre for Aerospace Research of the Earth, IGS, NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, azimov@casre.kiev.ua

In water samples from the territories affected by the solid waste disposal site, an increased content of macrocomponents and heavy metals is noted in 20-90% of cases. The use of these waters for domestic water supply should be limited. Behind the addition of analytical methods, the technogenic transformation of the physical and chemical characteristics of the soils has been fixed.

Комплексні дослідження зміни еколого-геохімічного стану навколишнього середовища зон впливу полігонів захоронення твердих побутових відходів (ТВП) необхідні для їх оцінювання з точки зору трансформації об'єктів довкілля та впливу на умови проживання населення.

Метою дослідження було узагальнити досвід польових робіт, проведених протягом трьох рекогносцирувальних етапів у 2018-2020 роках. Протягом цього періоду досліджувався вплив полігону ТВП №5 (Київська обл.) на еколого-геохімічний стан ґрунтів та природних вод зони впливу полігону.

Найбільш вагомий негативний екологічний вплив на полігонах ТВП в Україні і в світі здійснює фільтрат, що накопичується в тілі полігону, збагачуючись токсичними компонентами органічного і неорганічного походження зі сміттєзвалища. Недосконала ізоляція чи відведення фільтрату збільшує площу негативного впливу полігонів ТВП на довкілля.

Полігон ТВП №5 розташований на 11 км південніше м. Києва і оточений сільськими поселеннями. Домінуючим ландшафтом є лісостеповий, ґрунти – темно-сірі опідзолені на лесах, природні води гідрокарбонатно-кальцієвого типу. Детальний опис маршрутів наведено у попередніх публікаціях авторів [1, 2]. Проби ґрунтів відбиралися відповідно до загальноприйнятих методик. Всього було відібрано більше 130 проб ґрунтів та 20 проб води, що відбиралися на території полігону та за його межами, але в зоні впливу звалища.

За ландшафтно-геохімічним районуванням територія розташування ТВП №5 відносилася до територій зі здатністю до самоочищення та акумуляції [3].

У досліджуваних пробах природних вод територій зони впливу відмічається підвищений вміст (K^+Na^+) у 90% зразків, Ca^{2+} – у 30% зразків, Mg^{2+} – у 20% зразків, $Fe_{заг.}$ – у всіх зразках, HCO_3^- – у 20% зразків, Cl^- – у 40% зразків, SO_4^{2-} – у 60% зразків, NO_3^- – у 50% зразків. На нашу думку, масопереніс з зони полігону в околиці відбувається природними шляхами і пов'язано це, перш за все, із сезонними рясними атмосферними опадами та таненням снігу. Серед техногенних причин – недостатня надійність протифільтраційних екранів, що потребує довготермінового моніторингу.

Результати досліджень хімічного складу природних вод зони впливу полігону ТВП №5 наведено на рис. 1.

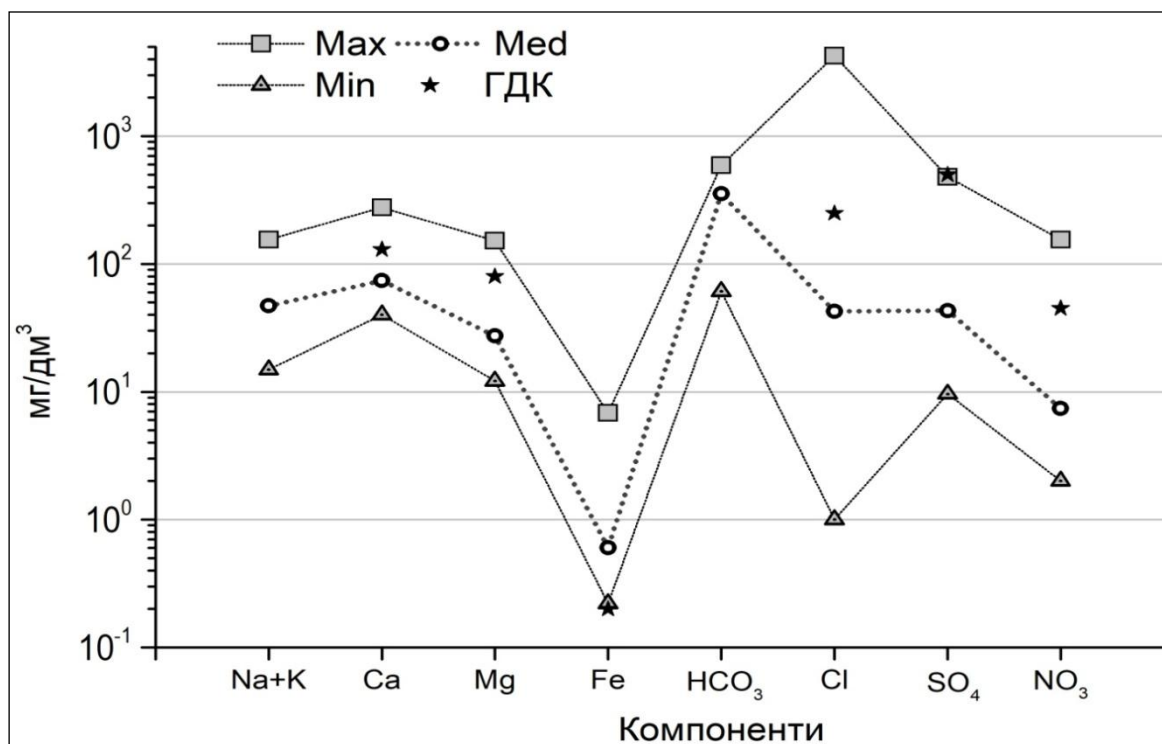


Рисунок 1 – Вміст компонентів у природних водах зони впливу полігону ТВП №5

Зважаючи на зафіксовані ореоли розповсюдження зміни гідрокарбонатно-кальцієвого типу води у зоні впливу полігону, окремо було відібрано проби води з бучацького водоносного горизонту, який експлуатується для водопостачання навколишніх населених пунктів. В результаті досліджень не було встановлено перевищень ГДК за макро- і мікрокомпонентами, в тому числі важкими металами у цьому водоносному горизонті. Однак, вважаємо необхідним налагодити еколого-геохімічний моніторинг якості цієї води з огляду на потенційні ризики.

Отже, використання природних вод, в тому числі вод першого від поверхні водоносного горизонту для господарсько-побутових потреб населення сіл, прилеглих до полігону №5 має бути обмеженим.

У випадку потрапляння значної кількості важких металів у ґрунти, найбільшою небезпекою є суттєве збільшення рухомих форм. Останні «відповідають» за міграцію поллютантів у суміжні середовища, в тому числі у трофічний ланцюг. Серед мікроелементів, вміст яких у ґрунтах зони впливу полігону ТВП №5 найбільш суттєво відрізняється від фонових – мідь, свинець, цинк, нікель, хром, олово. Аналітично встановлено, що у ґрунтових утвореннях зони впливу вміст водорозчинної та іонообмінної форм, що разом становлять рухому форму, зростає у порівнянні із фоновими значеннями. Для міді і цинку – вміст рухомої форми збільшується вдвічі, для свинцю – у вісім разів. Також за допомогою аналітичних методів зафіксовано техногенну трансформацію фізико-хімічних характеристик ґрунтів, а саме: зменшення вмісту C_{org} вдвічі; зменшення суми обмінних катіонів втричі в зоні впливу полігону. Відповідно зменшується вдвічі коефіцієнт буферності ґрунтів гумусового горизонту [1], що безпосередньо знижує сорбційну здатність ґрунтів до акумуляції поллютантів.

Отже, виходячи з проведених досліджень на полігоні ТВП №5 та його околиць, за вмістом важких металів у ґрунтах та природних водах, можна говорити про задовільний рівень переробки фільтрату на полігоні ТВП №5 протягом періоду, що передував опробуванню. За відсутності рясних атмосферних опадів вплив полігону на вміст важких металів у ґрунтах і природних водах навколишніх населених пунктів відчувається незначно.

Література

1. Азімов О. Т., Трофимчук О. М., Злобіна К. С., Кураєва І. В., Кармазиненко С. П. Геохімія важких металів у ґрунтах сміттєзвалищ за результатами екологічних досліджень з використанням даних дистанційних знімів // Геоінформатика. 2020 № 3. С. 63-82.
2. Azimov O.T., Trofymchuk O.M., Kuraeva I.V., Karmazinenko S.P. Estimations of heavy metals in soils and different landscape components within the municipal solid waste disposal areas // Екологічна безпека та природокористування: Зб.наук.пр. Випуск 2 (30), квітень-червень 2019 р. С.5-17.
3. Національний атлас України / гол. редактор Л. Г. Руденко; Інститут географії НАН України [та ін.]. К.: ДНВП «Картографія», 2007. 440 с.

**СУЧАСНІ ГОРИЗОНТАЛЬНІ РУХИ КОРИ В ЗОНІ ОАШСЬКОГО
ГЛИБИННОГО РОЗЛОМУ: СЕЙСМІЧНИЙ АСПЕКТ**

Ігнатишин В.В.^{1,2}, Ігнатишин А.В.¹, Вербицький С.Т.¹, Ігнатишин М.Б.¹

¹Інститут геофізики ім.С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна,
rgstrs1962@i.ua;

²Закарпатський угорський інститут ім. Ференца Ракоці II., Берегове, Україна,
rgstrs1962@ukr.net

**MODERN HORIZONTAL MOVEMENTS OF THE CRUST IN THE ZONE
OF THE OASH DEEP FRACTURE: SEISMIC ASPECT**

Ignatyshyn V.V.^{1,2}, Ihnatyshyn A.V.¹, Verbytsky S.T.¹, Ignatyshyn M.B.¹

¹S.I.Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,
rgstrs1962@i.ua

²Ferenc Rakoczi II Transcarpathian Hungarian College of Higher Education,
Berehove, Ukraine, rgstrs1962@ukr.net

The results of studying seismotectonic processes in the Transcarpathian internal depression according to the results of geophysical monitoring on the territory of the Carpathian geodynamic landfill and important results of deformometric measurements of parameters of modern horizontal crustal movements in the zone of the Oash deep fault in 2020 are presented. The importance of the research is due to the long period of seismic calm in the Transcarpathian internal depression (2015-2020). Seismicity increases during periods of intense crustal movements, in particular during rock compression, which confirms the results of last year's observations and is a necessary factor in solving environmental problems of Transcarpathia.

На території Закарпаття відбуваються процеси, що можуть погіршити екологічний стан регіону: гідрологічного та геофізичного характеру, зокрема, пов'язаними із підготовкою та протіканням місцевих землетрусів. Незалежно від причин їх реєстрації, відмічено вплив на геодинамічний стан регіону певних факторів метеорологічного, астрофізичного та гідрогеологічного характеру, відгук на екологічно небезпечні процеси параметрів вимірюваних геофізичних полів. Проведено вивчення сейсмотектонічних процесів в Закарпатському внутрішньому прогині за результатами геофізичного моніторингу на території Карпатського геодинамічного полігону та деформометричних вимірювань параметрів сучасних горизонтальних рухів кори в зоні Оашського глибинного розлому за 2020 рік. Відмічено періодичність рухів кори в регіоні та її зв'язок з місцевою сейсмічністю.

Важливість проведених досліджень викликана тривалим періодом сейсмічного затишшя в Закарпатському внутрішньому прогині (2015-2020 рр.) та проявом активізації місцевої сейсмічності в січні 2020 року. Сейсмічність підвищується в періоди інтенсивних рухів кори, зокрема, при стисненні порід, що підтверджують результати минулорічних спостережень. Дослідження геодинамічного стану сейсмонебезпечних регіонів та їх результатів представлено в численних публікаціях вітчизняних та зарубіжних дослідників. Метод, заснований на вивченні закономірностей зміни та розвитку

властивостей порід, є важливим під час прогнозування, оскільки саме він дає інформацію про явища, які передують зміщенню порід [1]. Оцінювання та аналіз деформаційних полів Землі – одне з пріоритетних завдань сучасної геодинаміки, яке вирішується комплексно зусиллями різних природничих наук, забезпечує адекватні GNSS-дані оцінки деформаційних полів і перспективу передачі нелінійних деформацій [2]. У результаті аналізу морфології спостережених гравімагнітних полів та локальних аномалій виявлено протяжні зони зміни характеру потенціальних полів та побудовано оглядові схеми розломної тектоніки Західного регіону України [3]. Запропонований алгоритм визначення параметрів літосфери Землі: дослідження планетарної динаміки фігури літосфери Землі та глобального напруженого стану [4].

За результатами дослідження геодинамічних процесів в Закарпатському внутрішньому прогині, зокрема за 2017-2018 роки відмічено періодичність сучасних горизонтальних рухів кори [5]. Застосування результатів геофізичних спостережень при вивченні геодинамічного стану Закарпатського внутрішнього прогину вказало на зв'язок геофізичних полів із сейсмотектонічними процесами [6-8]. На рис. показано результати вимірювання горизонтальних рухів в зоні Оашського глибинного розлому в 2020 році за допомогою унікального горизонтального кварцового екстензометра та просторово-часовий розподіл місцевої сейсмічності. Зареєстровано аномальні горизонтальні рухи кори, відбувається акумуляція енергії зміщень верхніх шарів земної кори, що може сприяти протіканню місцевої сейсмічності. Активність сейсмічності корелюється з періодом мінімуму рухів кори Землі, стиснення кори. Виділені максимуми сейсмічної інтенсивності знаходяться в інтервалі періодів стиснення порід в добовому діапазоні.

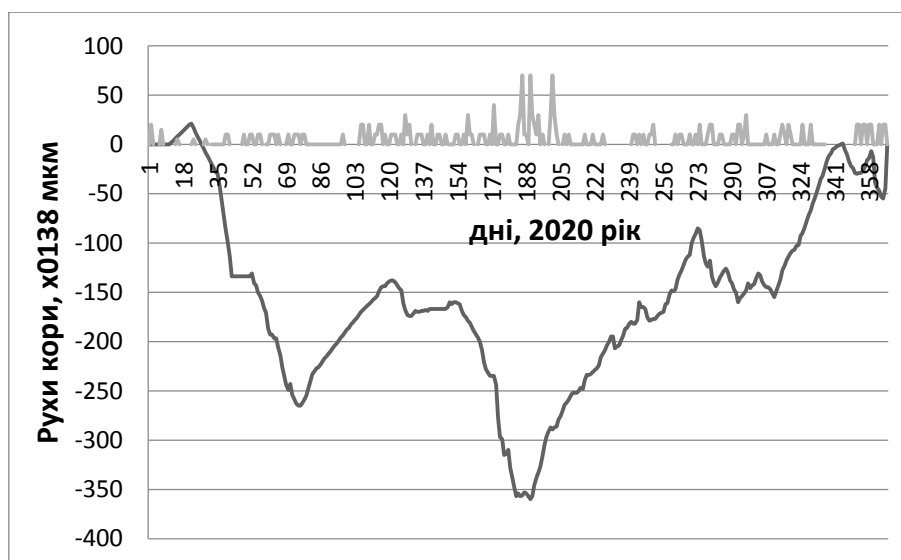


Рисунок - Просторово-часовий розподіл місцевої сейсмічності (крива сірого кольору), рухи земної кори (крива чорного кольору) в Закарпатському внутрішньому прогині в 2020 році.

Результати спостережень та досліджень сейсмотектонічних явищ в сейсмогенеруючих областях земної кори відмітили особливості, що характеризують екологічний стан регіону. Сучасні горизонтальні рухи кори в

зоні Оашського глибинного розлому є періодичними: загальна тенденція рухів кори є розширення порід з величиною $+10 \times 10^{-7}$. Величина зміщення земної кори виміряна на Пункті деформометричних спостережень „Королеве” становить стиснення порід величиною – 28 нстр. Сейсмічність регіону представлена 182 місцевими землетрусами, в тому числі одного відчутного, зареєстрованого 23 січня 2020 року на території Виноградівського району Закарпатської області, інтенсивністю 4-5 бали за шкалою MSK-64. Більша частина місцевих сейсмічних подій реєструється під час стиснення порід, виміряних на Пункті деформометричних спостережень „Королеве” Відділу сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. Коливання зміщень точок спостережень в зоні Оашського глибинного розлому характеризується великими амплітудами та свідчить про енергетичний потенціал геологічних процесів. Коливання рухів кори з періодами 10-12 днів ймовірно акумулюють геомеханічну енергію рухів кори, що супроводжується стисненнями порід та швидкими рухами верхніх шарів земної кори - землетрусами. Виділені максимуми сейсмічної інтенсивності знаходяться в інтервалі періодів стиснення порід в добовому діапазоні. Актуально вивчення сейсмотектонічних процесів в інших сейсмонезбезпечних точках Закарпаття. Результати отримані під час геодинамічного та сейсмічного моніторингу середовища важливі при вивченні сейсмогенеруючих територій, їх сейсмонезбезпечності в плані можливих розрядок пружно-деформованих станів середовища та їх вплив на екологічний стан регіону.

Література

1. Кузьменко Е.Д., Багрій С.М., Чепурний І.В., Штогрин М.В. Оцінка небезпеки при поверхневих деформацій гірських порід у межах Стебницького калійного родовища методом ПЕМПЗ. Геодинаміка. 1(22). 2017..С. 98-113.
2. Тадеєв О. До проблеми еманції ефектів втрати інваріантності в оцінювання деформаційних полів Землі за GNSS-даними. Геодинаміка 2(23). 2017. С.34-45. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.034>.
3. Мончак Л., Анікеєв С. Відображення тектонічної будови західного регіону України у гравімагнітних полях. Геодинаміка. 2(23). 2017. С.104-118.
4. Церклевич А., Шило Є., Шило О. Фігура Землі і геодинаміка. Геодинаміка. 2(23). 2017. С.141-163.
5. Ігнатишин В.В., Ігнатишин М.Б., Ігнатишин А.В. Дослідження геодинамічних процесів в Закарпатському внутрішньому прогині. // Збірник тез наукової конференції „Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні», присвячену 50-річчю Інституту геології, геохімії та рудоутворення імені М.П. Семененка, (Київ, 14-16 травня 2019 року). Київ, 2019. Т.1. С.19-20. ISDN 978-966 02-8897 3.
6. Ігнатишин В.В. Застосування результатів геофізичних спостережень при вивченні геодинамічного стану Закарпатського внутрішнього прогину. // Матеріали XXIV Міжнародної науково-методичної конференції «Управління якістю підготовки фахівців» 18-19 квітня 2019 року. м. Одеса. Ч. 2. 204 с. С.55-58. ISSN 2412-1932.
7. Ігнатишин В.В., Іжак Т.Й., Ігнатишин А.В., Ігнатишин М.Б. Зв'язок деформацій земної кори із сейсмічністю Закарпатського внутрішнього прогину за 2017 рік. // Регіон – 2019: суспільно-географічні аспекти: матеріали міжнародної науково практичної конференції студентів, аспірантів та молодих науковців (м. Харків, 11 – 12 квітня 2019 р.) / Гол. ред. колегії Л.М. Немець. – Х.: ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2019. С. 146-149.

8. Ігнатишин В.В., Іжак Т.Й., Ігнатишин М.Б., Ігнатишин А.В. Кінематика сучасних горизонтальних рухів земної кори та сейсмічний стан Закарпатського внутрішнього прогину за 2017 рік. // Матеріали Міжнародної научно-практичної інтернет-конференції «Тенденції і перспективи розвитку науки і образования в условиях глобализации»: Сб. науч. трудов. Переяслав-Хмельницький, 2019. Вып. 45. с.5-8.

УДК 504.53:(622.271.33:622.012)(477.63)

**РЕТРОСПЕКТИВНИЙ КОСМІЧНИЙ МОНІТОРИНГ ЗМІНИ ПЛОЩІ
ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА, ПОРУШЕНОГО РОЗРОБКОЮ
АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТІВ (СІЛЬЦЕСЬКЕ РОДОВИЩЕ,
ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛ.)**

Ковальчук М.С., Крошко Ю.В.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, kms1964@ukr.net;
ykrosh.79@ukr.net

**RETROSPECTIVE SPACE MONITORING OF CHANGE IN THE AREA OF
THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT,
DISTURBED IN THE MINING OF ANDESITE-BASALT
(SILTSE DEPOSIT, TRANSCARPATHIAN REGION)**

Kovalchuk M.S., Kroshko Yu.V.

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,
kms1964@ukr.net; ykrosh.79@ukr.net

Brief information on the conditions of occurrence, age, material composition and structural features of andesite-basalts of the Siltsevske deposit in the Transcarpathian region is given. Based on the analysis of space images from different times, the change in the area of the geological environment disturbed by the extraction of andesite-basalts was traced. It is established that the area of disturbed geological environment during 1990-2020 decreased due to the decrease in the intensity of andesite-basalt production, reclamation of disturbed areas and their natural restoration.

Сільцевське родовище андезитов-базальтів розташоване на північно-східній околиці с. Сільце Іршавського району Закарпатської області (рис. 1). Воно приурочено до одного з відрогів Ужгород-Хустського хребта (хребта Гат), що знаходиться в межах Закарпатського внутрішнього прогину Карпатського орогену [2] Середземноморської складчастої системи.

Родовище являє собою вулканічний купол (екструзію) неогенового (верхньопліоценового) вулканізму Закарпаття (рис. 2).

Андезитов-базальти видимої потужності 90 м розкриті кар'єром. Зверху вони перекриті зеленувато-сірими туфо-пісковицями потужністю до 3 м. Для андезитов-базальтів характерні стовчаста, віялоподібна і зрідка кульова окремість (рис. 3).



Рисунок 1 – Сільцевське родовище андезито-базальтів



Рисунок 2 – Екструзія андезито-базальтів



Рисунок 3 – Стовпчаста та віялоподібна окремість андезито-базальтів

У нижній частині розрізу присутні афанітові андезито-базальти темно-сірого кольору з порфіровими (до 4-5 мм) виділеннями піроксену і більш дрібними – плагіоклазу [1]. Для них характерна порфірова структура і гіалопілітова мікроструктура основної маси [1]. Склад основної маси (в %): плагіоклаз 35, піроксен 25, вулканічне скло 40; порфірові виділення складають 40-45 % обсягу породи, з них плагіоклази – 32-35 % і піроксену – 8-10 %; вулканічне скло має буре забарвлення, іноді переповнене магнетитовим пилом і розкладено [1].

У середній частині розрізу поширені менш розкristалізовані андезито-базальти, в яких вулканічне скло має більш темне забарвлення [1].

У верхній частині розрізу розкриті дрібнокрystalічні андезито-базальти темно-сірого кольору зі значною кількістю порфірових виділень піроксену, у яких присутні освітлені ділянки скупчення піриту і порожнечі вилугування [1]. Загальна структура – порфірова з пілотакситовою основною масою, що містить (%): плагіоклаз 65, піроксен 30; рудний мінерал 5; вулканічне скло відсутнє [1].

Вивітрені андезито-базальти озалізнені, що надає породі жовтувате, іржаво-буре забарвлення (див. рис. 2, 3).

Для визначення тренду зміни площі порушеного геологічного середовища внаслідок видобутку андезито-базальтів авторами були отримані космознімки з порталу геологічної служби США (USGS – *United States Geological Survey*) за період 1992-2020 рр. До опрацювання були залучені космознімки з систем Sentinel 2-B, Landsat 8, Landsat 4-5, Landsat 1-5 які мають формат GEO.tiff, що показує їх просторову прив'язку в системі координат WGS-84.

Векторизація порушеного геологічного середовища та розрахунки його площі здійснювалася у програмному середовищі QGIS 3.14. Результати дослідження представлені на рис. 4.

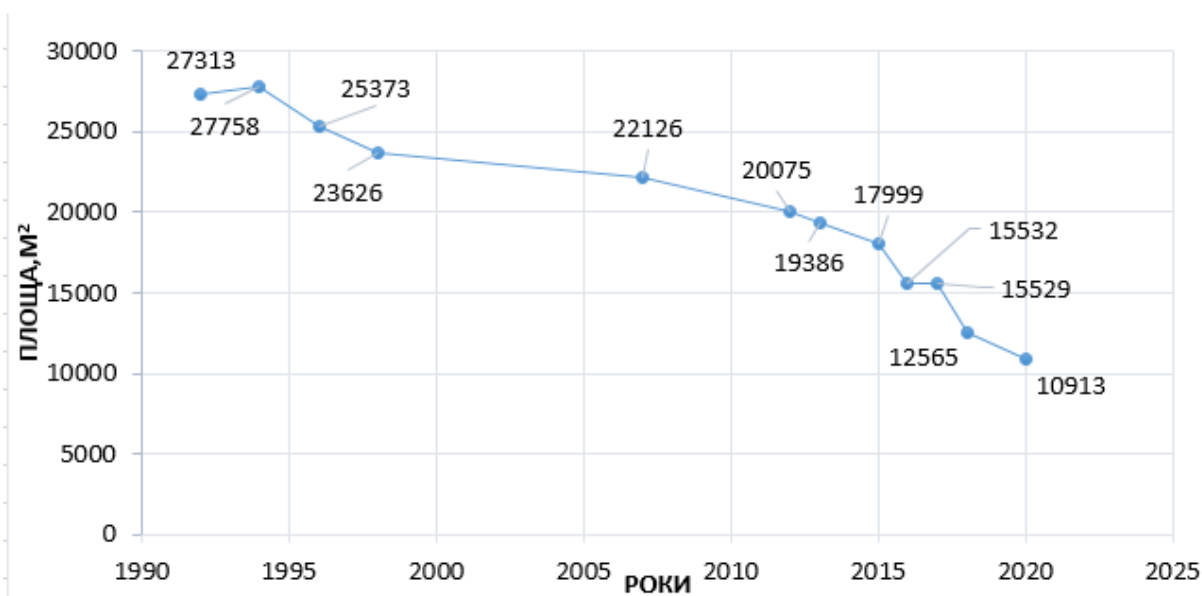


Рисунок 4 – Зміна площі геологічного середовища, порушеного видобутком андезито-базальтів

Дослідженнями встановлено, що упродовж періоду моніторингових досліджень, відбулося зменшення площі порушеного геологічного середовища. Загалом, площа порушеного геологічного середовища, спричиненого видобутком андезито-базальтів упродовж з 1990 по 2020 роки, зменшилася на 16400 м². Це спричинено зниженням інтенсивності розробки родовища (іноді аж до повного припинення робіт з видобутку), проведенням рекультивації порушених територій та природного їх відновлення. Зважаючи на тенденції активізації розробки родовищ будівельних матеріалів в Україні, розробка Сільцевського родовища буде вестися більш інтенсивно і, як наслідок, в наступні роки зростатиме площа порушеного геологічного середовища.

Проведені дослідження показали необхідність та ефективність застосування різночасових космознімків для моніторингу зміни площі порушеного геологічного середовища, спричиненого видобутком корисних копалин відкритим способом.

Література

1. Минерально-сырьевая база горных пород Украины для производства волокон // Промышленность строительных материалов. Серия 6. Промышленность полимерных, мягких кровельных и теплоизоляционных строительных материалов. Аналитический обзор. Выпуск 2. Москва: ВНИИЭСМ, 1992. С. 4-5.
2. Соболев В.С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев: АП УССР, 1955. С.

УДК 550.4:556.3(477.42)

ОСОБЛИВОСТІ МІКРОЕЛЕМЕНТНОГО СКЛАДУ ПИТНИХ ПІДЗЕМНИХ ВОД, ПОШИРЕНИХ В МЕЖАХ КОРОСТИШІВСЬКОГО РАЙОНУ ЖИТОМИРСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Кошлякова Т.О., Кураєва І.В., Злобіна К.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, tatianakoshliakova@gmail.com

PECULARITIES OF MICROELEMENT COMPOSITION OF POTABLE GROUNDWATER IN KOROSTYSHIV DISTRICT OF ZHYTOMYR REGION

Koshliakova, T.O., Kuraieva, I.V., Zlobina, K.S.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, tatianakoshliakova@gmail.com

The purpose of the research was to study microelement composition of potable groundwater in Korostyshiv district of Zhytomyr region in terms of potential threats to human health. Comparison of biologically significant concentrations (BSC) of the main groundwater trace elements with the content of microelements determined during the study, allowed to identify features: in the studied waters there is an excess of such elements as Sr and Ba. Insufficient elements such as Li, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd and Pb were detected. The results obtained may be useful to justify the need to adjust the diet of local residents through the additional use of vitamin and mineral complexes.

Мінеральний склад питних вод є не тільки показником їх якості, але й важливим чинником формування здоров'я населення, оскільки, як надлишок, так і дефіцит біологічно (фізіологічно) значущих хімічних елементів провокує специфічні захворювання людини, такі як мікроелементози, тобто захворювання (симптоми), що зумовлені недостатністю, надлишком або дисбалансом мікроелементів в організмі [1]. Наразі особливої уваги набуває вивчення ендемічних захворювань, які викликані мікроелементами, пов'язаними з природними та техногенними геохімічними факторами, а також визначення їх ролі у патології людини. У цьому контексті актуальності набувають дослідження, спрямовані на вивчення мінерального складу та вмісту фізіологічно значущих хімічних елементів у питних підземних водах різних регіонів України, особливо тих, що характеризуються високим рівнем

техногенного навантаження на підземну гідросферу та/або негативним тенденціями у динаміці показників захворюваності населення [2].

У якості об'єкту дослідження було обрано Коростишівський район Житомирської області. Ця область, поряд з Херсонською та Чернігівською, характеризується максимальними темпами зростання захворюваності на серцево-судинні хвороби в Україні. Також Житомирська область має високу динаміку поширення злоякісних новоутворень. Загалом за бальною оцінкою тенденцій динаміки різних видів захворювань населення Житомирської області, поряд з Кіровоградською, Миколаївською, Харківською та Херсонською областями, відноситься до регіонів із переважанням негативних рис динаміки показників захворюваності [3]. Для цих областей характерне зростання кількості випадків злоякісних новоутворень, серцево-судинних захворювань та хвороб органів дихання.

Досліджувана територія розташована в північно-західній частині гідрогеологічної області тріщинних вод Українського щита і характеризується наявністю комплексу переважно піщанистих осадових порід незначної потужності (до 20 м), багатопверховим заляганням водоносних горизонтів в умовах вільного водообміну. Мешканці довколишніх сіл здебільшого споживають воду з присадибних колодязів або свердловин, що експлуатують водоносний горизонт в алювіальних відкладах 1-2 надзаплавних терас верхнього неоплейстоцену ($a^{1-2}P_{III}$), та приватних свердловин, пробурених на водоносний горизонт у тріщинуватій зоні кристалічних порід та їх кори вивітрювання (PR_1).

У комплексі моніторингових досліджень якості підземних вод регіону з метою більш детального вивчення мікроелементного складу із залученням сучасних, чутливих, лабораторних методів, у липні 2020 року авторами було проведено відбір проб зразків води зі свердловин та криниць Коростишівського району Житомирської області, які використовуються місцевим населенням для питного водопостачання. Усього було відібрано 15 зразків води з криниць та 10 зразків зі свердловин, розташованих на присадибних ділянках приватних будинків. Глибина криниць коливалася в межах 10-15 м, свердловин – 10-20 м.

Мікроелементний аналіз зразків води було здійснено за допомогою методу мас-спектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою (ICP-MS) на мас-спектрометрі з подвійним фокусуванням іонного променя «ELEMENT-2» фірми «Thermo Scientific» (корпорація Thermo Electron GmbH (Бремен)), що функціонує на базі Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Результати мікроелементного аналізу зразків води представлені у табл. 1.

За методикою М.В. Барвиша та О.А. Шварца [4] було визначено величини біологічно значимих концентрацій (БЗК) основних фізіологічно значущих елементів для досліджуваних питних підземних вод. Порівняння БЗК з вмістом мікроелементів та окремих мікроелементів, визначених при виконанні дослідження, надало змогу виявити особливості: у досліджуваних водах спостерігається надлишок таких елементів, як Sr та Ba. У достатній кількості

присутній Cr. Натомість було виявлено недостатню кількість таких елементів, як Li, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd та Pb.

І хоча фізіологічна роль таких елементів, як свинець та кадмій в організмі людини вивчені недостатньо, і вони є передовсім небезпечними токсикантами, дефіцит решти елементів може загрожувати виникненням ряду мікроелементозних захворювань. Проблема поглиблюється тим, що ґрунти Поліської зони (і, відповідно, отримана на цих ґрунтах сільськогосподарська продукція) також є дуже бідними на мікроелементи.

Так, нестача Mn може негативно впливати на процеси формування кісткової і сполучної тканини, викликати дисбаланс у вуглеводному і ліпідному обміні, супроводжуватися порушеннями в репродуктивній системі. Клінічні прояви недостатнього споживання Cu можуть виявлятися у вигляді порушень формування серцево-судинної системи і скелету, розвитку дисплазії сполучної тканини. Дефіцит Zn в організмі людини може проявлятися у пригніченні ферментної активності, а також в уповільненому заживанні ран, може викликати анемію, вторинний імунodefіцит, цироз печінки та статеву дисфункцію [5].

Таблиця 1 – Узагальнені результати мікроелементного аналізу зразків підземних вод (середні арифметичні) із зазначенням величин біологічно значущих концентрацій (БЗК)

Елемент, мг/дм ³	Вид водозабірної споруди		БЗК [4], мг/дм ³
	Колодязь	Свердловина	
	Середнє значення, мг/дм ³		
Li	0,000922	0,001555	0,025
V	0,001036	0,000122	0,025
Cr	0,003326	0,001729	0,00175
Mn	0,000824	0,000633	0,05
Co	0,000008	0,000017	0,0075
Ni	0,000211	0,000864	0,0075
Cu	0,000197	0,012659	0,025
Zn	0,009309	0,023665	0,3
As	0,000035	0,000008	0,00125
Rb	0,000448	0,000644	–
Sr	0,312244	0,178328	0,05
Cd	0,000023	0,000081	0,0025
Ba	0,063614	0,065276	0,02
Tl	0,000001	0,000003	–
Pb	0,000085	0,000249	0,01
U-238	0,000793	0,000048	–

Примітка. Кількість проб (N) = 25

Таким чином, встановлені особливості мікроелементного складу підземних вод, що використовуються для питного водопостачання Коростишівського району Житомирської області, дозволили окреслити коло ймовірних негативних наслідків для здоров'я населення. Отримані результати можуть бути корисними для обґрунтування необхідності коригування раціону місцевих

мешканців за рахунок додаткового використання вітамінно-мінеральних комплексів.

Література:

1. *Авицын А. П., Жаворонков А. А.* Микроэлементозы человека. М.: Медицина, 1991. 496 с.
2. *Кураєва І. В., Кошлякова Т. О., Злобіна К. С.* Особливості розподілу Pb, Mo, Cu та Zn у водах артезіанських водоносних горизонтів (у межах Київського родовища) // Мінералогічний журнал, 2020. Т. 42, № 2. С. 63—73.
3. *Мезенцева Н. І., Батиченко С. П., Мезенцев К. В.* Захворюваність і здоров'я населення в Україні: суспільно-географічний вимір. Київ.: Прінт Сервіс, 2018. 136 с.
4. *Барвиш М. В., Шварц А. А.* Новый подход к оценке микрокомпонентного состава подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 2000. № 5. С. 467—473.
5. *Иванов А. В., Тафеева Е. А., Давлетова Н. Х., Вавашкин К. В.* Современные представления о влиянии питьевой воды на состояние здоровья населения // Вода: химия и экология, 2012. №3. С. 48—53.

УДК 550.4

**ВАЖКІ МЕТАЛИ У ҐРУНТАХ ТЕРИТОРІЇ ВПЛИВУ ПЛАНОВАНОЇ
ДІЯЛЬНОСТІ БУДІВНИЦТВА КАСКАДУ ВЕРХНЬОДНІСТРОВСЬКИХ
ГІДРОЕЛЕКТРОСТАНЦІЙ (ГЕС)**

Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я.

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, nataliya.kryuchenko@gmail.com

**HEAVY METALS IN THE SOILS OF THE TERRITORY OF INFLUENCE
OF THE PLANNED ACTIVITY OF CONSTRUCTION OF THE CASCADE
OF THE UPPER DNISTER HYDROELECTRIC POWER PLANT (HPP)**

Kryuchenko, N.O., Zhovinsky, E.Ya.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine

The content of Cd, Hg, Zn, Ni, Cu (total) in the soils of influence of the planned activity of construction of the cascade of Upper Dniester HPPs is analyzed. The increased content of Cd, Hg in soils is established and the scheme of their distribution is constructed. The industries that pollute the soil – mechanical engineering, chemical and petrochemical production – are singled out. It is emphasized that with anthropogenic receipt of Cd, Hg are included in the natural cycle, which can affect the state of the ecosystem of reservoirs.

Сьогодні 71% відновлюваної електроенергії у світі виробляється саме гідроелектростанціями. Основні зміни в природному середовищі обумовлені створенням водосховищ, що впливає на еколого-геохімічний стан природного середовища: затоплення земель (зміни гідрохімічного складу води); підвищення рівня ґрунтових вод (заболочування і підтоплення земель); корозія берегів і

зсуви; зміна якості води внаслідок уповільнення стоку; зміна фізичних властивостей води, її сольового складу та інше. В водосховищах відбувається осадження наносів, що призводить до концентрації металів в донному осаді (на кілька порядків вище, ніж у воді). Ґрунти, як перший геохімічний бар'єр на шляху техногенних забруднюючих речовин є надзвичайно чутливим індикатором антропогенного навантаження.

Дністроувська ГЕС – одна з гідроелектростанцій на Дністрі (південний захід України) і є невід'ємною складовою частиною енергетичної стратегії держави до 2030 року. Електростанція унікальна тим, що працює в режимі «насос – турбіна» та дає змогу використовувати акумульовану вночі енергію для виробництва електроенергії під час пікових навантажень на мережу.

Для збільшення виробництва електроенергії планується розташування каскаду ГЕС від с. Коропець до с. Колодробка (з північного заходу на південний схід). Повне будівництво Дністровської ГЕС забезпечить підвищення надійності енергопостачання та розширить експортні можливості енергосистеми держави.

Саме по р. Дністер проходить границя між адміністративними областями України – Тернопільською, Івано-Франківською, Чернівецькою і запланованими ГЕС, що розташовані на границі цих областей: ГЕС 1, 2, 3, 4 – між Тернопільською і Івано-Франківською, ГЕС 5, 6 – між Тернопільською і Чернівецькою (рис. 1).

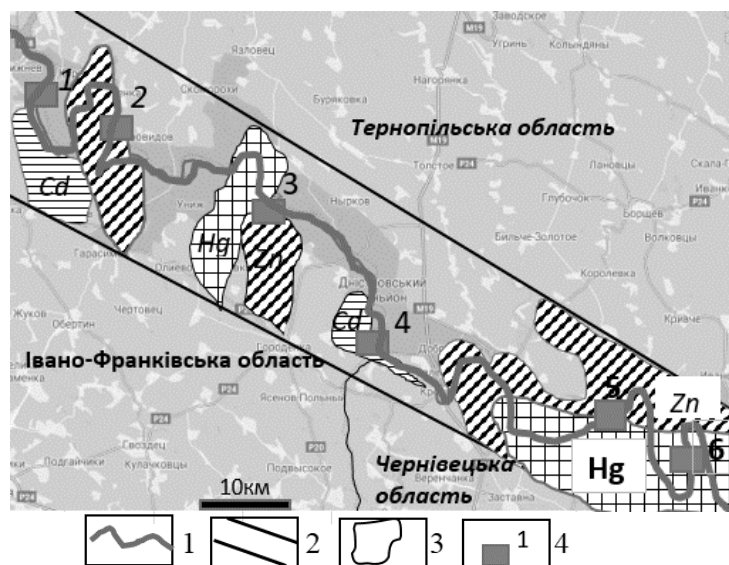


Рисунок 1 – Схема розташування ореолів підвищеного вмісту Zn (100–110 мг/кг), Cd (2–4 мг/кг), Hg (4–12) у ґрунтах. 1 – р. Дністер, 2 – ділянка робіт, 4 – Дністровська ГЕС, 5 – заплановані ГЕС (1–6)

Для аналізу еколого-геохімічних ризиків при надходженні важких металів з ґрунту в результаті планового будівництва ГЕС нами проведено роботи з визначення їх вмісту – Cd, Hg, Zn, Ni, Cu. З цією метою нами проаналізовано результати попередніх досліджень [1, 2] та власних. Пробовідбір проведено на ділянці 50х20 км в межах р. Дністер. Аналітичні визначення – спектральний аналіз на базі ІГМР НАН України.

На території досліджень панують опідзолені ґрунти на лесових породах, значною мірою безструктурні і тому схильні до запливання і утворення кірок, які погано вбирають воду, а в посушливий період швидко її випаровують [1]. За результатами досліджень встановлено, що ґрунти території правобережжя Дністра забруднені кадмієм – до 4 мг/кг, що перевищує ГДК (гранично допустима концентрація) у 5–8 разів (ГДК 0,5 мг/кг) – ГЕС 1, 2, 4. В південно-західній частині досліджуваної території вміст ртуті у ґрунтах правобережжя Дністра становить 20 мг/кг (максимальний вміст), що перевищує ГДК у 10 разів (ГДК 2,1 мг/кг). Ця аномалія спостерігається на території запланованого будівництва ГЕС-5, ГЕС-6. Забруднення ґрунтів нікелем – несуттєве (7 мг/кг): в межах розташування ГЕС-3 спостерігається перевищення ГДК у 2 рази (ГДК 4 мг/кг). Забруднення міддю ґрунтів не встановлено, забруднення цинком – несуттєве – 110 мг/кг (ГДК 100 мг/кг). Схема розташування ореолів підвищеного вмісту Zn, Cd, Hg наведено на рисунку (див. рис. 1).

Проаналізувавши галузі промисловості, розташовані на досліджуваної території нами визначено, що основними є: виробництво харчових продуктів, напоїв та тютюнових виробів; виробництво та розподілення електроенергії, газу та води; машинобудування; хімічна та нафтохімічна промисловості; виробництво іншої неметалевої мінеральної продукції (рис. 2).



Рисунок 2 – Основні галузі промисловості (відсотки) на території Тернопільської, Івано-Франківської та Чернівецької областей

Зважаючи на те, що основними елементами-забруднювачами ґрунтів є Hg та Cd можна припустити, що підприємства машинобудування, хімічного та нафтохімічного виробництва мають найбільший вплив.

Забруднення ґрунту кадмієм зберігається тривалий час і після того, як цей метал перестає надходити знову. До 70% кадмію зв'язується з комплексами, доступними для засвоєння рослинами. Це відносно водорозчинні сполуки, що акумулюються багатьма організмами, особливо бактеріями і молюсками, де рівні біоконцентрації досягають близько кількох тисяч (в нирках, зябрах і печінці гідробіонтів). Ртуть, що надходить з техногенних джерел, не утворює свого «антропогенного» кругообігу, а входить в природний і (за умови інтенсивного надходження) створює різкий дисбаланс між різними середовищами [3].

Тобто, при можливому будівництві каскаду Дністровських ГЕС необхідно враховувати ступінь забруднення ґрунтів, що буде впливати на стан екосистеми водосховищ. Необхідно зазначити, що при прийнятті остаточного рішення щодо будівництва ГЕС необхідно враховувати і вплив на оточуюче середовище. Греблі можуть призвести до вимирання рідкісних біологічних видів, сприяти зміні геохімічного стану територій.

Влада країн Європи та США поступово відмовляється від використання великих гідроелектростанцій, оскільки ті завдають шкоди екології та до того ж є економічно не вигідними. З урахуванням розвитку відновлюваної енергетики слід поєднувати потужності ГЕС з іншими джерелами енергії.

Література:

1. Национальный атлас Украины / ред. Руденко Л.Г. Киев.: ГНПП Картография. 2007. 440с.
2. Смоляк В.Й. Геолого-екологічні дослідження м-бу 1:200 000 Чернівецької групи листів М-35-XXXII, XXXIII, XXXIV, L-35-II за 1994-2000 р.р. (Чернівецька, Івано-Франківська, Тернопільська, Хмельницька і Вінницька обл.). Львів: Львівська ГРЕДГП Західукргеологія. 2002, Кн. 1–4.
3. Intergovernmental Forum on Chemical Safety Global Partnerships for Chemical Safety. Москва: Центр «Эко-Согласие». 2020. 59с.

УДК 550.47:502.521

БІОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТЕХНОГЕННО ЗАБРУДНЕНИХ ҐРУНТІВ

Курасва І.В.¹, Кошлякова Т.О.¹, Злобіна К.С.¹, Мусіч О.Г.², Локтіонова О.П.¹

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, KI4412674@gmail.com

²Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», Київ, Україна

BIOGEOCHEMICAL FEATURES OF TECHNOGENIC CONTAMINATED SOILS

Kuraieva, I.V.¹, Koshliakova, T.O.¹, Zlobina, K.S.¹, Musich, O.G.², Loktionova, O.P.¹

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, KI4412674@gmail.com

²State Institution «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine

The analysis of the influence of heavy metals on the mycocenosis of technogenic-contaminated soils of Ukraine is performed. The results of research work on the influence of pollutants on the biological parameters of soils near ferrous and nonferrous metallurgy enterprises, as well as within the urban soil are summarized. The obtained results can be useful for the development of a system for monitoring the state of the environment and making predictions about the toxic effects of heavy metals on biota in general.

Підвищення інтенсивності антропогенного чинника впродовж останніх десятиріч спричиняє подальше порушення екологічної рівноваги екосистем, що супроводжується накопиченням токсичних речовин, у тому числі сполук важких металів (далі за текстом – ВМ) у ґрунтах, мікро- та ортогенезах, рослинницькій продукції, вирощеній за таких умов [1].

Мета роботи. В порівняльному аспекті проаналізувати вплив ВМ на мікоценоз техногенно-забруднених ґрунтів України.

Матеріал і методи. Аналіз та узагальнення науково-дослідницьких робіт із впливу ВМ на мікоценоз ґрунтів поблизу підприємств чорної та кольорової металургії, а також в межах урбозему.

Результати досліджень. Забруднення ґрунту ВМ стало досить розповсюдженим явищем і накопичення їх у ґрунті є впливовим екологічним фактором, оскільки перший техногенний поштовх сприймає біота, як головний показник біохімічних циклів ВМ.

Наслідки забруднення довкілля ВМ залежать від природи елемента, його концентрації, розподілу в ґрунті. Відбувається істотна перебудова комплексу ґрунтових мікроорганізмів, зміна головних домінуючих груп. Так, при забрудненні чорнозему звичайного нафтобази аеропорту «Бориспіль» [2] нафтою та нафтопродуктами не тільки встановлено зміни кількісного та якісного складу мікоценоза, але й те, що ступінь забруднення ґрунту даними речовинами можна оцінити за наявності меланінвмісних темнозабарвлених мікоміцетів. Цікавий той факт, що під впливом ВМ істотні зміни в мікоценозах відбуваються завдяки природній конкуренції. При низькому та середньому рівні забруднення ґрунту ВМ конкуренція між видами має вигляд нестійкої рівноваги і повністю залежить від щільності популяції конкурентного виду і перевагу, безумовно, мають мікоміцети, як більш стійкі серед біоти, особливо темнозабарвлені гриби.

Багаторічними мікологічними дослідженнями ґрунту біля підприємств чорної та кольорової металургії встановлено [3] незначне збільшення видового різноманіття мікоміцетів за рахунок малотипових для даного району видів, збільшення кількості резистентних видів, а саме меланінвмісних (табл. 1). Підтвердженням цього факту є підвищений індекс меланізації мікобіоти ґрунту (22-42 %), що на нашу думку, можна пояснити специфікою викиду відходів і накопиченням їх у ґрунтах досліджуваних підприємств. Мікологічним аналізом підтверджено, що домінуючими видами були: *Paecilomyces lilacinus* і *P.marquandii*, які траплялись з частотою 90 %, та які за даними літератури вважаються індикаторами на забруднення ВМ, а також вид *Verticillium dahliae*, що зустрічається з частотою 60%. У ґрунтах досліджуваних територій види *Alternaria alternate*, *Cladosporium cladosporioides* траплялись з частотою 40%. Крім меланінвмісних видів характерними були *Aspergillus ochraceus*, *Mortierella isabelina* та *Mycelia sterilia* з частотою виділення 30-35 %.

За допомогою низки екологічних індексів (Шеннона, Сімпсона, Соренсена) [4] чітко встановлено вплив ВМ на мікоценози, видове різноманіття угруповань

мікоміцетів, появу нових видів з новими фізіологічними властивостями, адаптованими до нових умов існування (табл. 1).

Індекс Шеннона (H) враховує видове багатство та кількість видів певної площі для їх порівняння; індекс Сімпсона (C) – вірогідність кількостей міжвидової зустрічності є значно чутливим за відбір найчисельніших видів, але не залежить від видового багатства на певній території.

Таблиця 1 – Екологічні показники по впливу ВМ на мікологічний стан досліджуваних ґрунтів

Тип ґрунту		Міцелій		Коефіцієнт Шеннона (H)	Коефіцієнт Соренсена (S)	Індекс меланізації, %	Індекс Сімпсона (C)
		Біомаса, мг/г	Довжина, м/г				
чорнозем	а ($Z_c = 130$)	$0,26 \pm 0,05$	$78,19 \pm 2,41$	3,3	0,49	40–42	0,36
	б ($Z_c = 25$)	$0,32 \pm 0,02$	$158,03 \pm 2,18$	2,2	0,16	13,3–20	0,63
дерново-підзолистий	а ($Z_c = 85$)	$0,12 \pm 0,002$	$64,06 \pm 1,7$	3,1	0,30	22–38	0,42
	б ($Z_c = 19$)	$0,26 \pm 0,007$	$127,47 \pm 1,25$	2,4	0,12	9,5–18	0,52
урбозем ($Z_c = 76$)		$0,13 \pm 0,002$	$48,57 \pm 0,48$	1,6	0,14	38–45	0,18

Примітка: Z_c – сумарний показник забруднення (враховує вміст таких важких металів як Pb, Zn, Co, Cu, Ni, Cr), чорнозем – поблизу підприємств чорної металургії, дерново-підзолистий – поблизу підприємств кольорової металургії, урбозем – ґрунт м. Києва, а – ґрунт, забруднений ВМ, б – відносно чистий ґрунт; зразки відібрані та проаналізовані на відстані >500м

Для ґрунтів підприємств чорної та кольорової металургії індекс C лежить в межах 0,36-0,42, що узгоджується з формуванням специфічних мікоценозів та кількісним складом мікроскопічних грибів порівняно з відносно чистим ґрунтом (табл. 1).

Визначений коефіцієнт Соренсена, як і аналогічні показники Сімпсона та Шеннона, достовірно свідчать про негативний вплив іонів ВМ на мікобіоту ґрунтів (табл. 1).

Геохімічні перетворення природи внаслідок діяльності людини постійно посилюються в ході науково технічного прогресу і знаходять своє відображення в урбоєкосистемах, які особливо чутливі, більш вразливі до глобальних змін навколишнього середовища. Вважають, що ефективно діагностуючим фактором забруднення ґрунтів міських агломерацій є їх біологічний стан. Так активний процес урбанізації у м. Києві веде до створення

нових штучних екосистем із особливими мікробіологічними властивостями. Для них характерне зниження біорізноманіття, зменшення кількості типових видів ценозу, поява нових, агресивних, адаптованих до нових умов існування, високих концентрацій ВМ та типові алергічні види *Alternaria sp.*, *Fusarium sp.*, *Penicillium sp.* тощо. [5-6]

Таким чином, проведений порівняльний мікологічний аналіз екосистем щодо впливу ВМ на мікоміцети є базовим для моніторингу стану довкілля та складу прогнозу щодо токсичної дії ВМ на біоту в цілому.

Література:

1. Саєт Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. Геохимия окружающей среды. Москва: Недра, 1990. 335 с.
2. Шкапенко В. В., Кадошников В. М., Мусич Е. Г. Трансформация керосина в грунтах под действием почвенных микроорганизмов // Збірник наукових праць ДУ «ІГНС НАН України», 2016. Т. 25. С. 98—105.
3. Олішевська С. В. Захарченко В. О., Наконечна Л. Т. Вплив іонів важких металів на мікобіоту ґрунту Криворізького району // Мікробіологічний журнал, 2009. Т. 71, № 4. С. 50—57.
4. Жданова Н. М. Моніторинг міксоміцетів при визначенні екологічного стану ґрунтів // Агроєкологічний моніторинг та паспортизація сільськогосподарських земель. Київ: Фітосоціоцентр, 2002. С. 146—152.
5. Кураєва І.В., Кроик А.А., Мусич Е.Г., Войтюк Ю.Ю., Матвієнко А.В. Биогеохимические особенности техногенного загрязнения почв под влиянием предприятий химической промышленности // Вісник Дніпропетровського університету. Серія: Геологія. Географія, 2015. Т. 23, № 1. С. 65—74.
6. Кураєва І.В., Войтюк Ю.Ю., Матвієнко О.В., Мусич О.Г. Біогеохімічні критерії оцінки екологічного стану ґрунтового покриву міських агломерацій // Пошукова та екологічна геохімія, 2015. № 1(16). С. 3—6.

ТРАНСФОРМАЦІЯ СПОЛУК ВАЖКИХ МЕТАЛІВ У БІОКОСНИХ СИСТЕМАХ В УМОВАХ ТЕХНОГЕНЕЗУ

Кураєва І.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, KI4412674@gmail.com

TRANSFORMATION OF HEAVY METALS COMPOUNDS IN BIOINERT SYSTEMS UNDER THE CONDITIONS OF TECHNOGENESIS

Kuraieva, I.V.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, KI4412674@gmail.com

The methodological substantiation and the main results of studying of geochemical transformation of heavy metal compounds in environmental systems are presented. The range of main problems and ways to overcome them in conducting thorough ecological and geochemical studies of key components of the environment is outlined. It is emphasized that such studies can be used both to predict the ecological situation, to identify natural and man - made geochemical fields, and to prevent the entry of pollutants into vital human environmental systems.

Дослідження геохімічної трансформації сполук важких металів у біокосних системах належить до нового напрямку екологічної геології – екологічна геохімія [1]. В межах екологічної геохімії досліджується роль та значення природних та природно-техногенних геохімічних полів, процесів та явищ у формуванні та еволюційному розвитку життя на Землі. У другій половині ХХ століття в Україні цей науковий напрям успішно розвивається у Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України. Значне місце займає наукова школа пошукової та екологічної геохімії, яку очолює відомий український вчений, доктор геологічних наук, член-кореспондент НАН України Е.Я. Жовинський.

Актуальними напрямками досліджень в області екологічної геохімії є: геохімія ландшафтів, геохімія ґрунтів, екологічна гідрогеохімія, урбогеохімія, біогеохімія, мікроелементологія, фізико-хімічне моделювання.

При техногенному забрудненні біокосних систем (ґрунтів, природних вод, рослинності) відбувається геохімічна трансформація сполук важких металів, що позначається на змінах фізико-хімічних властивостей життєво важливих для людини об'єктів навколишнього середовища.

Варто відмітити, що вирішення еколого-геохімічних задач вимагає не тільки застосування традиційних для цієї науки методів, але й методів оцінки стану біокосних систем, що є незвичним для геологів. Особливо це очевидно при розгляді таких складних компонентів біосфери, як ґрунти і донні відклади, природні води та біота. Повноцінне їх вивчення можливе лише з використанням сукупності фізико-хімічних, геохімічних, мінералогічних, біологічних та інших методів досліджень.

Мета досліджень – встановити особливості трансформації сполук важких металів у біокосних системах. Об'єктами досліджень є території підприємств металургійної, вугледобувної, хімічної промисловості, а також «умовно чисті» фонові території. Методи досліджень: атомно-абсорбційний, емісійний спектральний, потенціометричний, метод мас-спектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою (ICP-MS) на приладі Element-2, методи поетапних витяжок, термодинамічне, просторове моделювання та ГІС-аналіз.

Використовуючи сучасні фізико-хімічні та аналітичні методи хімічної екстракції одержано дані про форми знаходження техногенних металів у ґрунтах під впливом різних підприємств та крупних міських агломерацій [2, 3].

Ґрунтуючись на детальному вивченні фізико-хімічних властивостей ґрунтів (окисно-відновних, лужно-кислотних умов, а також мінералогічних особливостей ґрунтових відкладів) було встановлено особливості фізико-хімічної міграції мікроелементів у ґрунтовому покриві України [4]. Ці дані послужили основою не тільки для літогеохімічних пошуків корисних копалин, але й стали у нагоді при проведенні еколого-геохімічних досліджень. Було встановлено, що в техногенно-забруднених ґрунтах підвищується роль рухомих форм важких металів (водної та іонно-обмінної).

Особливого значення вивчення форм знаходження набуває під час досліджень біогеохімічних процесів трансформації хімічних елементів у навколишньому середовищі. Форми знаходження токсичних і канцерогенних компонентів у середовищі життєдіяльності багато в чому визначають подальші шляхи їх міграції і ту небезпеку, яку вони можуть представляти для довкілля. Слід відмітити, що за останні десятиліття вивчення форм знаходження мікроелементів у ґрунтах вийшло на новий науковий рівень, тобто змінилися підходи до дослідження ґрунтів.

Вивчено вплив фізико-хімічних властивостей ґрунтово-поглинаючих комплексів на вміст важких металів, а також зміну форм міграції важких металів у ґрунтових розчинах техногенних територій (рис. 1,2).

Вивчено комплексоутворення і вплив сорбції на вміст мобільних форм металів [5].

Із застосуванням термодинамічного моделювання досліджено гідрогеохімічні особливості розподілу та форми міграції хімічних елементів у питних артезіанських водах на прикладі бортової частини Дніпровського артезіанського басейну та області тріщинних вод Українського кристалічного масиву [6, 7].

Вперше на основі комплексного аналізу розраховано біологічно значиму концентрацію есенціальних мікроелементів у водах сеноманського і юрського водоносних горизонтів, що може бути покладено в основу еколого-геохімічної та медико-біологічної оцінки підземних вод [8].

Також встановлені закономірності розподілу мікроелементів у ґрунтах та рослинності різних регіонів України. Досліджено селенисті мінеральні води на території Івано-Франківської області (м. Косів, м. Верховина) і Східницькому родовищі мінеральних вод (Львівська область) [9].

Досліджено геохімічні особливості розподілу мікроелементів у поверхневих водах Київської міської агломерації. Доведено, що концентрація, форми знаходження та ступінь токсичності мікроелементів у водних системах залежать від співвідношення процесів коагуляції, осадження, сорбції, комплексоутворення з розчиненими органічними та неорганічними лігандами. Отримані дані свідчать про складні санітарно-гігієнічні умови досліджуваної території.



Рисунок 1 – Фізико-хімічні показники: $C_{орг}$ – кількість органічної речовини, %, рН – водневий показник, $E_{сум}$ – сума обмінних катіонів, мг*екв/100г, Кб – коефіцієнт буферності.



Рисунок 2 – Форми міграції важких металів у ґрунтових розчинах (%): ГК – гумінові кислоти, ФК – фульвокислоти, Ме – метал.

Загалом було отримано комплексну інформацію про характер та ступінь забруднення території Києва, виділені ділянки з аномальним вмістом токсичних елементів та спроектовані детальні еколого-геохімічні дослідження та заходи з охорони навколишнього середовища міста.

Встановлено біогеохімічні критерії виділення зон екологічного ризику за вмістом важких металів у рослинності фітоценозів, мікрогрибах та за видовим

складом мікобіоти у ґрунтах та природних водах техногенно-забруднених територій [10, 11].

Виконані дослідження можуть бути використані як для прогнозування екологічної обстановки, виявлення природних та техногенних геохімічних полів, так і для запобігання надходження полютантів у життєво важливі для людини біокосні системи.

Література:

1. Трофимов В.Т., Зилинг Д. Г. Экологическая геология // Учебник. Москва: Геоинформмарк, 2002. 415 с.
2. Кармазиненко С. П., Кураєва І. В., Самчук А. І., Войтюк Ю. Ю., Манічев В. Й. Важкі метали у компонентах навколишнього середовища м. Маріуполь (еколого-геохімічні аспекти). Київ: Інтерсервіс, 2014. 168 с.
3. Самчук А. І., Кураєва І. В., Єгоров О. С., Манічев В. Й., Стадник В. О., Строй А. М., Красюк О. П., Худайкулова О. О., Огар Т. В., Білик В. В., Батієвський Б. О. Важкі метали у ґрунтах Українського Полісся та Київського мегаполісу. Київ: Наук. думка, 2006. 108 с.
4. Жовинский Э. Я., Кураева И. В. Геохимия тяжелых металлов в почвах Украины. Киев: Наук. думка, 2002. 213 с.
5. Самчук А. І., Кураєва І. В., Войтюк Ю. Ю., Матвієнко О. В., Вовк К. В. Форми знаходження важких металів у техногенно забруднених ґрунтах міських агломерацій // Мінералогічний журнал, 2016. Т. 38. № 4. С. 66—74.
6. Кураєва І. В., Кошлякова Т. О., Злобіна К. С. Особливості розподілу Pb, Mo, Cu та Zn у водах артезіанських водоносних горизонтів (у межах Київського родовища) // Мінералогічний журнал, 2020. Т. 42, № 2. С. 63—73.
7. Koshliakova, T. O., Kuraieva, I. V., Koshliakov, O.Ye. Study of microelement composition of potable groundwater in Korostyshiv district of Zhytomyr region in hydrogeochemical monitoring system // Abstracts of XIV International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment» (10-13 November 2020, Kyiv, Ukraine). Kyiv, 2020. 4 p.
8. Рудько Г. І. Медична геологія – новий напрям розвитку науки та практики // Геолог України, 2012. № 4. С. 48—51.
9. Шестопалов В. М., Пономаренко О. М., Моїсєєв А. Ю., Самчук А. І., Моїсєєва Н. П., Попенко Е. С. Селен у природних мінеральних водах західних регіонів України // Мінералогічний журнал, 2011. Т. 33, № 2. С. 89—95.
10. Кураєва І. В., Кошлякова Т. О., Вовк К. В., Злобіна К. С. Особливості розподілу важких металів у компонентах довкілля паркових урболандшафтів міста Києва // Мінералогічний журнал, 2021. Т. 43. № 2. С. 58—73.
11. Самчук А. І., Вовк К. В., Попенко Е. С. Визначення та вміст селену та органічного кремнію в рослинах і грибах // Матеріали конференції VI Всеукраїнського з'їзду екологів (21-22 вересня 2017 р.). Вінниця: ВНТУ, 2017. С. 56—60.

**ВАЖКІ МЕТАЛИ У ПОВЕРХНЕВИХ ВОДАХ І ДОННИХ ВІДКЛАДАХ
РІЧКОВИХ БАСЕЙНІВ УКРАЇНИ: ФОНОВИЙ ВМІСТ
ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОДІЛУ**

Люта Н.Г.

ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка, Київ, Україна,
nlyuta@ukr.net

**HEAVY METALS IN SURFACE WATER AND BOTTOM SEDIMENTS
OF UKRAINE RIVER BASINS: BACKGROUND CONTENT
AND PECULARITIES OF DISTRIBUTION**

Lyuta N.G.

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv,
Ukraine, nlyuta@ukr.net

The article examines the regional regularities of heavy metals distribution in bottom sediments and surface water. The studies made it possible to determine the peculiarities of lead, zinc, copper, nickel and cobalt distribution in surface water of Ukraine rivers (within river basins and sub-basins), to compare the background content of these metals in water and bottom sediments, to determine their water migration coefficients within river basins (sub-basins). Different patterns of surface waters chemical composition formation within the platform and mountain-folded areas were noted. The results can be used for regional assessments of water bodies quality status and for informational support of surface and groundwater monitoring.

Водна Рамкова Директива Європарламенту, яка нині впроваджується в Україні, вимагає реалізації басейнового принципу управління водними ресурсами, що обумовлює потребу спільного аналізу хімічного стану підземних і поверхневих вод. Крім того, досвід еколого-геохімічних досліджень щоразу засвідчує, що задачі встановлення чинників формування і змін якісного стану того чи іншого компонента геологічного середовища (ГС) можуть вирішуватися лише на основі комплексної оцінки стану всіх взаємодіючих складових природно-техногенних систем. Тому, хоча поверхневі води традиційно не розглядаються як складова частина ГС, без урахування їхнього стану неможливо оцінювати та прогнозувати стан ґрунтових вод.

Щодо питання зв'язку хімічного складу донних відкладів і поверхневих вод, то упродовж останніх років воно досить часто висвітлювалося у наукових публікаціях. Пояснюється інтерес до цієї проблеми тим, що взаємодія донних відкладів і поверхневих вод може мати наслідком як очищення, так вторинне забруднення останніх. Більшість досліджень останніх років була виконана в межах промислових вузлів і міських агломерацій, тобто порівняно незначних за площею ділянок, і хоча дослідники здебільшого застосовували високоточні аналітичні методики, часто з'ясовувалося, що значуща кореляція між вмістом хімічних елементів у воді і донних відкладах відсутня. Очевидно, це пояснюється тим, що донні відклади – стабільна частина поверхневих водойм, на відміну від води, хімічний склад якої може формуватися на значній відстані від місця відбору спільних гідро- і літохімічних проб. Характер взаємодії

поверхневої води і донних відкладів суттєво відрізняється від характеру взаємодії підземних вод з водовмісними породами, як за площею, так і за тривалістю контакту, що визначає значно меншу ймовірність кореляції вмісту хімічних елементів у цих компонентах ГС.

Слід зауважити також, що вміст важких металів у поверхневих водах зазнає дуже значних коливань залежно від сезону, водності року та інших чинників. Так, упродовж 1995-2006 рр. уміст міді у воді річок басейну Дніпра змінювався від 0,0 до 116,0 (в середньому 4,8 мкг/дм³), а цинку – від 0,0 до 989,0 (у середньому 42,0 мкг/дм³) [1]. У зв'язку з цим виникає питання – чи можна взагалі встановити закономірності розподілу мікроелементів у поверхневих водах? Для пошуку відповіді на це питання було проаналізовано в ГІС дані досліджень КП «Кіровгеологія» [2], які відзначаються тим, що, по-перше, це досить значний масив інформації (7 тис проб поверхневих вод і 5,9 тис. проб донних відкладів) і тим, що опробування було виконано у стислі терміни, переважно в меженний період. Проби були піддані атомно-абсорбційному аналізу та багатоелементному аналізу води методом мас-спектрометрії (ICP-MS) на приладі Plasma Quad PQ2 Plus Turbo. Статистичні характеристики були обчислені у межах крупних регіонів - річкових басейнів (суббасейнів). Отримані геохімічні фони важких металів в донних відкладах і поверхневих водах наведені у таблиці 1.

Аналіз отриманої інформації дозволив встановити наступне. Очевидно, що хімічний склад донних відкладів успадкований від складу ґрунтів водозбірних площ. Загалом спостерігається субмеридіональна зональність - закономірне поступове збільшення вмісту з півночі на південь, тобто від річкових басейнів Поліської зони до басейнів Степової ландшафтно-кліматичної зони, що узгоджується з геохімічними особливостями ґрунтового покриття водозбірних площ і з напрямом стоку.

Фоновий вміст досліджених хімічних елементів у донних відкладах відзначається досить рівномірним розподілом, причому максимальний фоновий вміст цинку і нікелю відрізняється від мінімального в 6,67 разів, міді – в 5,0 свинцю - у 3,75, кобальту – лише в 3,3 рази. В той же час у поверхневих водах такі показники на порядок вищі: максимальний фоновий вміст нікелю відрізняється від мінімального в 94 рази, свинцю – 88, міді – 59, цинку і кобальту – 38,5 разів, що відображає набагато складніші процеси формування поверхневих вод. Вода ж, як унікальний розчинник і набагато більш динамічний компонент ГС, є залежною від набагато більшої кількості чинників.

Коефіцієнти водної міграції досліджуваних металів, визначені за спрощеною процедурою [3], також загалом підпорядковуються закономірності збільшення у південній частині території. Максимуми цього показника для всіх елементів відзначені у басейні річок Приазов'я, а також Нижнього Дунаю, Криму і Причорномор'я. При цьому в басейнах рівнинних річок спостерігається пряма залежність між вмістом хімічних елементів у донних відкладах і поверхневих водах. У басейнах гірських річок ця закономірність порушується. Так, незважаючи на максимальний природний вміст всіх металів у донних

відкладах Тиси, Прута і Сірета, їхній вміст у воді тут мінімальний, що пояснюється значними швидкостями водообміну і мінімальним часом контакту води з донними відкладами.

Таблиця 1 - Фоновий вміст свинцю, цинку, міді, нікелю та кобальту у донних відкладах (мг/кг) та поверхневих водах (мг/дм³)

Басейни	Суббасейни	Свинець		Цинк		Мідь		Нікель		Кобальт	
		дон ні	вода	дон ні	вода	дон ні	вода	дон ні	вода	дон ні	вода
Вісли	VI Зах. Бугу	8	0,008	30	0,04	35	0,04	15	0,019	4,0	0,0065
	V Сану	12	0,011	40	0,04	40	0,06	15	0,034	5,0	0,0071
Дніпра	IX В.Дніпра	10	0,0025	15	0,02	10	0,01	6	0,005	3,0	0,004
	VIII Десни	10	0,004	15	0,04	20	0,02	8	0,009	3,0	0,0034
	VII Прип'яті	8	0,005	30	0,08	20	0,02	10	0,01	3,0	0,0035
	X С.Дніпра	15	0,008	30	0,13	20	0,03	10	0,02	4,0	0,0091
	XI Н.Дніпра	20	0,0023	40	0,37	30	0,23	15	0,14	6,0	0,0217
XVI Басейн Пд.Бугу		19	0,0011	47	0,15	28	0,05	18	0,027	5,0	0,0094
Дністра	IV В.Дністра	20	0,008	40	0,08	40	0,03	20	0,018	6,0	0,0052
	XII Н.Дністра	20	0,007	35	0,16	25	0,02	20	0,017	5,0	0,0058
Дунаю	I Тиси	30	0,002	100	0,02	50	0,01	40	0,0034	10,0	0,0012
	II Прута	29	0,005	60	0,04	50	0,02	30	0,015	8,0	0,0045
	III Сірета	18	0,003	50	0,04	45	0,02	30	0,014	10,0	0,0025
	XIII Н.Дунаю	12,5	0,03	40	0,59	30	0,59	25	0,32	5,0	0,0346
Дону	XIV Сів. Донця	20	0,029	60	0,325	32	0,12	18	0,07	6,0	0,023
XVII Басейн річок Причорномор'я		18	0,039	35	0,26	28	0,52	19	0,24	6,0	0,0226
XVIII Басейн річок Приазов'я		30	0,097	43	0,77	30	0,35	22	0,23	6,0	0,0462
XIX Басейн річок Криму		30	0,015	40	0,335	32	0,17	27	0,054	7,0	0,0184

Визначені закономірності засвідчують необхідність вивчення і прогнозування якісного стану природних вод лише на основі баз даних еколого-геохімічної інформації з максимальним урахуванням всіх умов і чинників, що впливають на формування цього стану.

Література:

1. Осадчий В.І., Набиванець Б.Й, Осадча Н.М., Набиванець Ю.Б. Гідрохімічний довідник: Поверхневі води України. Гідрохімічні розрахунки. Методи аналізу. К.: Ніка-Центр, 2008. 656 с.
2. Сукоркин С.Н Отчет по гидролитохимическому картированию по стокам малых рек м:ба 1:1 000 000 территории Украины, Молдавии и Белоруссии. 1990 г. ПГО «Кировгеология».
3. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Москва, 1983. С.27.

УДК 502.3/5:504.61:62/69(477.61)

**ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО
СЕРЕДОВИЩА У ЗВ'ЯЗКУ ІЗ ВПЛИВОМ ТЕХНОГЕННИХ ОБ'ЄКТІВ
ЛИСИЧАНСЬКО-РУБІЖАНСЬКОГО ПРОМВУЗЛА**

Міхалкова Н. В., Кононенко А. В.

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, м. Харків, Україна,
mikhalkovanini@gmail.com

**ECOLOGICAL STATE OF THE NATURAL ENVIRONMENT IN
CONNECTION WITH THE INFLUENCE OF TECHNOGENIC FACILITIES
OF LYSYCHANSK-RUBIZHNE INDUSTRIAL HUB**

Mikhalkova N.V., Kononenko A.V.

V. N. Karazin Kharkiv National University, Kyiv, Ukraine,
mikhalkovanini@gmail.com

The ecological state of the natural environment components in connection with the impact of technogenic facilities of the Lysychansk-Rubizhne industrial hub is analysed in the article. The tendency to reduce the volume of pollutant emissions into the atmosphere is determined. It is established that surface waters, even in the modern period of "stagnation" of industry, have exceeded the maximum allowable concentration of solid residue, contaminated with petroleum products, SO₄, Cl, Al, Cu, Ni, Mn, Zn and others. The total indicators of soil pollution on the industrial hub territory are calculated to evaluate the technogenic impact. The main pollutants characteristic of groundwater are given.

Лисичансько-Рубіжанський промвузол протягом багатьох років був одним із найбільш техногенно перевантажених регіонів в Україні. Після закриття багатьох підприємств-гігантів хімічної і нафтохімічної промисловості, а також численних шахт техногенний вплив на навколишнє природне середовище (НПС) не припинився. Основною причиною цього є відсутність проведення належних заходів щодо рекультивації територій, утилізації відходів тощо. Техногенні об'єкти (відстійники, накопичувачі, терикони та ін.), що залишилися від ліквідованих підприємств, продовжують забруднювати НПС.

Для оцінки екологічної ситуації в межах Лисичансько-Рубіжанського промвузла досліджено стан компонентів НПС: повітря, поверхневих вод, ґрунтів та підземних вод.

Атмосферне повітря протягом десятиліть піддавалося значному техногенному пресингу. Обсяги викидів розглянуто за два кардинально різних періоди: 2000-2005 рр. та 2016-2019 рр. (табл. 1) [1, 2].

Таблиця 1 – Обсяги викидів забруднюючих речовин в атмосферне повітря від стаціонарних джерел забруднення у Лисичансько-Рубіжанському промвузлі

Назва населених пунктів	2000 р. (тис. т)	2005 р. (тис. т)	2016 р. (тис. т)	2019 р. (тис. т)
м. Лисичанськ	32,1	45,1	16,6	13,13
м. Рубіжне	1,3	2,2	1,7	1,23
м. Сєверодонецьк	4,4	4,5	0,71	1,07

Дані, наведені в таблиці, відображають стан діяльності промислових підприємств. На початку 2000-х років обсяги викидів зростали і мали великі значення, а за останні роки спостерігається динаміка до зменшення викидів, що відповідає сучасному стану «занепаду» промвузла. Така тенденція добре відстежується на прикладі ще працюючого підприємства «Сєвєродонецьке об'єднання Азот»: в 2005 році обсяги викидів сягали 3116,935 т/рік, у 2019 р. порівняно мало – всього 542,604 т/рік. Тобто, відмічено зменшення навантаження на атмосферне повітря.

Поверхневі води території промвузла забруднені внаслідок скидів стічних вод промисловими підприємствами. Проаналізовано дані по основним створам басейну р. Сіверський Донець. Відмічено, що збільшення середньорічних концентрацій забруднювачів по р. Сіверський Донець фіксується після впадіння антропогенно-навантажених приток (скидні канали підприємств), р. Борова та р. Верхня Біленька.

На початку 2000-х років відбувалося дуже інтенсивне забруднення поверхневих вод SO_4 , NO_2 , NO_3 , Fe, нафтопродуктами і підвищений вміст сухого залишку. Вміст солей важких металів в основному варіював у межах ГДК [1].

Встановлено, що поверхневі води, зважаючи на закриття великих підприємств – джерел забруднення, наразі мають перевищення ГДК по деяким елементам. Так, за останні 5 років спостерігається підвищений вміст сухого залишку, нафтопродуктів, SO_4 , Cl, Al, Cu, Ni, Mn, Zn та ін. [2].

Ґрунти досліджуваної території знаходяться під величезним техногенним навантаженням. Велика кількість териконів, відстійників, накопичувачів та проммайданчиків підприємств забруднюють території, утворюючи різні за розміром ореоли забруднення. Визначено фоновий вміст елементів в ґрунтах з урахуванням різкої різниці у віці та літології порід дочетвертинних відкладів лівого і правого берегів р. Сіверський Донець.

Для визначення стану забрудненості ґрунтів розраховано коефіцієнти концентрації та сумарні показники забруднення [3]. Коефіцієнт концентрації хімічної речовини (K_C), який визначається відношенням її реального вмісту в ґрунті (C) до фонового (C_Φ):

$$K_C = \frac{C}{C_\Phi}$$

Сумарний показник забруднення (Z_C), який дорівнює сумі коефіцієнтів концентрацій хімічних елементів і виражається наступною формулою:

$$Z_C = \sum_1^n K_C - (n-1),$$

де n – число сумарних елементів.

В результаті отримано діапазон значень Z_C від 0,7 до 47,4. На правобережжі р. Сіверський Донець, де розміщені шахти, ґрунти забруднені As, Be, F, Pb, Hg, Co, V та ін. На лівобережжі, де розташовані водозабори, характерним є перевищення по нітратах, нітридах, нафтопродуктах, фенолах та важких металах (Cu, Zn, Mn та ін.) [4].

Встановлено, що основною причиною забруднення *підземних вод* є інфільтрація забруднювачів з поверхні. Враховуючи відсутність природної захищеності підземних вод, на території промвузла склалися не дуже сприятливі гідрогеологічні умови, а саме:

- мергельно-крейдяний водоносний горизонт (МКВГ), який є основним джерелом для централізованого водопостачання, гідравлічно зв'язаний із водоносним горизонтом в алювіальних відкладах, що залягає вище;
- підземні води гідравлічно зв'язані з поверхневими водами, водотривкий шар відсутній або в ньому наявні гідрогеологічні «вікна» [5].

Зрозуміло, що при таких умовах постійне скидання неочищених чи недостатньо очищених стічних вод в річки сприяє забрудненню підземних вод. Крім цього, велика кількість відстійників, накопичувачів і т. п., побудованих десятки років тому, з часом втратили гідроізолюваність, тому наразі вони також є джерелом забруднення підземних вод та ґрунтів.

Зазначено, що алювіальний водоносний горизонт є найбільш забрудненим внаслідок багаторічного техногенного пресингу. Відмічено підвищений вміст хлоридів і сульфатів, речовин групи азоту, нафтопродуктів, фенолів, деяких важких металів; перевищують ГДК також показники мінералізації і жорсткості.

Характер забруднення МКВГ залежить від специфіки діяльності промислових підприємств, які розташовані на території промвузла. Загалом відмічено перевищення вмісту мінеральних солей, азотних сполук і фенолів, нафтопродуктів та ін.

Підсумовуючи вищевикладене, варто відмітити, що зменшення впливу техногенних об'єктів промвузла спостерігається тільки у випадку викидами забруднюючих речовин в атмосферу. Екологічний стан ґрунтів, поверхневих і підземних вод наразі залишається незадовільним. Складна екологічна ситуація, що склалася внаслідок впливу техногенних об'єктів промвузла, вимагає контролю та систематичного проведення моніторингу стану НПС.

Література

1. Звіт про стан навколишнього природного середовища Луганської області у 2005 році. Державне управління екології та природних ресурсів в Луганській області. Л., 2006. 328 с.
2. Регіональна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Луганській області у 2019 році. Луганська обласна державна адміністрація, Северодонецьк, 2020. 256 с.
3. Удалов, И. В. Трансформация геологической среды под влиянием техногенных процессов в условиях Северо-Восточного Донбасса : монография / И. В. Удалов. – Х. : ХНУ имени В. Н. Каразина, 2016. – 176 с.
4. Міхалкова Н. В. Особливості техногенного впливу підприємств Лисичансько-Рубіжанської промислово-міської агломерації на якісний стан підземних вод / Н. В. Міхалкова, А. В. Кононенко // Сучасні проблеми наук про Землю: матеріали XI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції-школи. – К., 2021. – С. 44 – 46.
5. Кононенко, А. В. Чинники еколого-гідрогеологічної еволюції хімічного складу підземних вод мергельно-крейдяного водоносного горизонту Дніпровсько-Донецької западини : дис. кандидата геол. наук: 21.06.01. / А. В. Кононенко. – Київ, 2019. – 188 с.

**ДО ПИТАННЯ ОРГАНІЗАЦІЇ ГЕОФІЗИЧНОГО МОНІТОРИНГУ
ГІДРОСФЕРИ ПІВДЕННОГО КРИВБАСУ**

Ніколаєв І.Ю.¹, Пігулевський П.Г.², Тяпкін О.К.³, Бурлакова А.О.³

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, Київ, Україна, nikolaev-ivan@ukr.net

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна,
pigulev@ua.fm

³Національний технічний університет «Дніпровська політехніка», Дніпро,
Україна, tiapkin.oleh@gmail.com

**TO THE QUESTION OF ORGANIZATION OF GEOPHYSICAL
MONITORING OF THE HYDROSPHERE OF SOUTHERN KRYVBAS**

Nikolaev I.Yu.¹, Pihylevskiy P.H.², Tiapkin O.K.³, Burlakova A.O.³

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, nikolaev-ivan@ukr.net

²S.I. Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,
pigulev@ua.fm

³Dnipro University of Technology, Dnipro, Ukraine, tiapkin.oleh@gmail.com

The effectiveness of repeated (monitoring) electrical exploration for the spatio-temporal research of the pollution of underground hydrosphere with liquid mining waste is shown. Geoelectrical exploration was started in 2008 near the storage pond of highly mineralized mine and open pit waters in Svistunovo gorge (Southern Kryvbas). The results of integration of geological and geophysical methods (taking into account the features of the tectonic structure) made it possible to identify and vertically research the flooded areas with varying degrees of water salinity and the paths of its vertical and horizontal migration of highly mineralized mine and open pit waters in Southern Kryvbas.

Нинішню екологічну ситуацію Південного Кривбасу можна охарактеризувати як напружену. Вона формувалася протягом тривалого періоду без урахування об'єктивних законів розвитку і відновлення природно-ресурсних комплексів. Це призвело до значної деградації земельних ресурсів регіону, високому рівню забруднення атмосфери, підземних і поверхневих вод, накопиченню величезних кількостей небезпечних, в т.ч. токсичних, відходів виробництва. Особливо гостро стоїть проблема утилізації високомінералізованих кар'єрних і шахтних вод. Щорічно діючі гірничодобувні підприємства Кривбасу відкачують ~ 40 млн. м³ високомінералізованих підземних вод, з яких в оборотних циклах гірничих підприємств використовуються тільки ~ 28-30 млн. м³. Решта (~ 10-12 млн. м³) тимчасово акумулюються в ставку-накопичувачі в балці Свистунова і потім, в межвегетаційний період (листопад-лютий), дозовано скидаються в р. Інгулець.

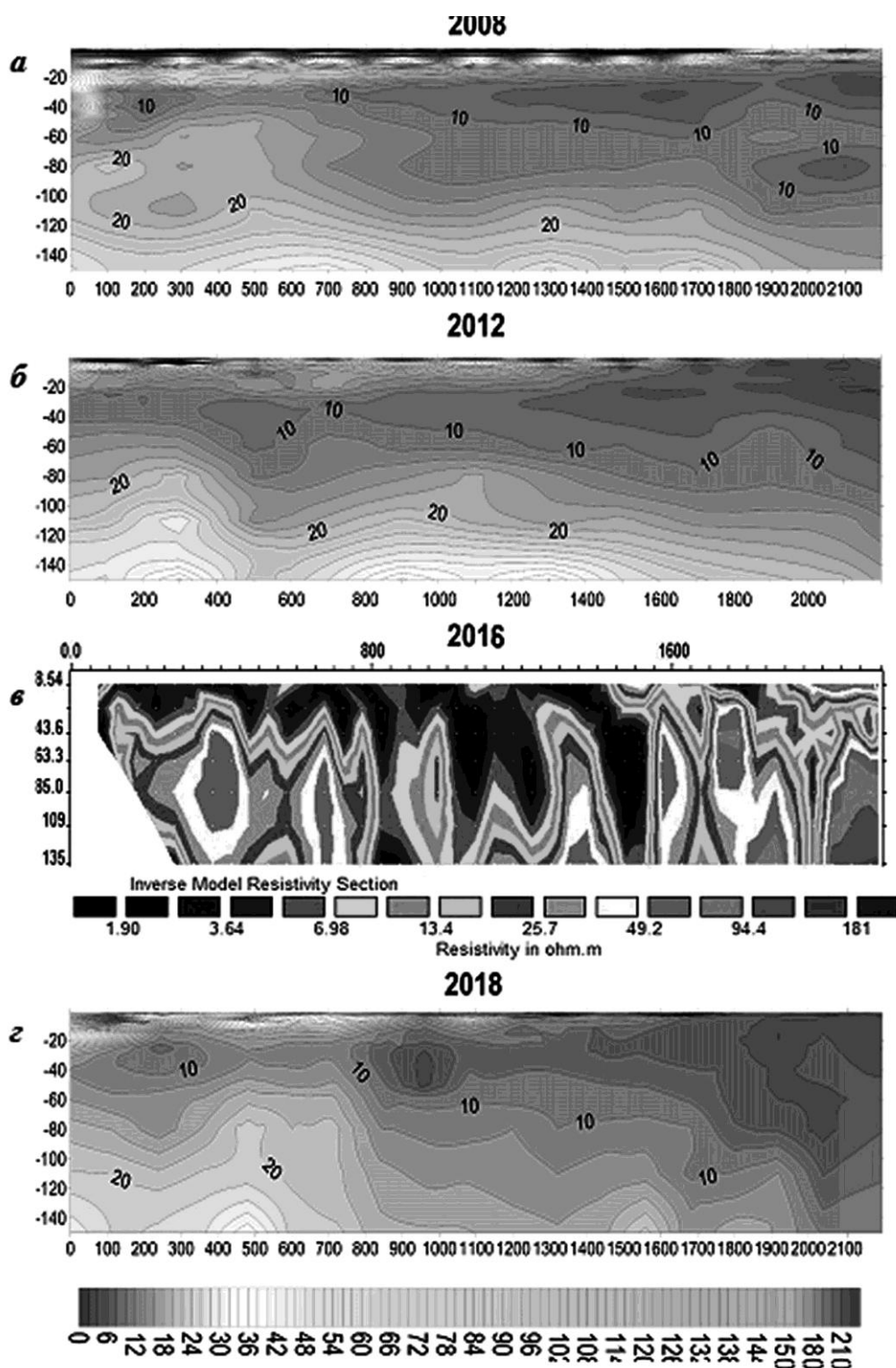


Рисунок 1 – Уявний геоелектричний опір уздовж субширотного профілю у центральній частині Південного Кривбасу (глибина та відстань в метрах): а – ВЕЗ (2008), б – ВЕЗ (2012), в – ДОЗ (2016), з – ВЕЗ (2018).

В результаті комплексної інтерпретації граві-магніто-електрометричних даних в районі зазначеної балки виявлені численні тектонічні різноспрямовані розломи. Карта розривної тектоніки, яку побудовано переважно за рівномірною сіткою гравіметричних даних, співставна з картою зміни геоелектричного опору за даними вертикального електричного зондування (ВЕЗ) [2]. На

геоелектричному розрізі вздовж субширотного профілю на північ від балки Свистунова (рис.1) досить чітко картуються ділянки мінералізованих вод (більш темний колір). Побудовані розрізи показують їх міграцію в просторі і часі на різних стратиграфічних рівнях і по субвертикальним тектонічним порушенням, які мають гідравлічний зв'язок з Криворізької системою розломів в докембрійському фундаменті.

Порівняння геоелектричного опору показало незначну зміну цього параметра з 2008 до 2012 рр. через стабільний стан підземних вод неогену. У 2008 р. верхня частина геологічного розрізу (до 10-15 м) мала більш високий геоелектричний опір через менше обводнення. У 2012 р., який був більш посушливим, ця смуга підвищених значень опору «звужується» через підняття мінералізованих вод вгору по розрізу. Розширення та об'єднання зони обводнення на глибині відзначається в східній частині цього профілю. Причиною є порушення водотриву між двома основними водоносними горизонтами. Загальне зниження опору геологічного розрізу з глибин 15-20 м відзначається з 2012 по 2018 рр. через загальне насичення високомінералізованими водами середніх і нижніх стратиграфічних горизонтів і тріщинуватих зон кристалічного фундаменту. А в приповерхневій частині відзначається підвищення опору через зневоднення цієї частини розрізу [3].

Для виявлення субвертикальних тектонічних порушень в 2016 р. були виконані дослідження методом дипольного одновісного зондування (ДОЗ), які дозволили виділити три великі блоки (західний, центральний і східний), що розбиті більш дрібними розломами (рис.1,в). Спільний аналіз даних ВЕЗ та ДОЗ за проміжок часу 2008-18 рр. із залученням космічних матеріалів свідчить про те, що на субгоризонтальне поширення мінералізованих підземних вод впливає зазначене тектонічне блокування території. На рис.1,г в західній частині профілю чітко фіксується загальне зниження уявного опору з глибиною, що пов'язано із заповненням ставка-накопичувача високомінералізованими шахтними і кар'єрними водами в балці Свистунова. Під днищем цього ставка знаходяться вапняки, по яким в результаті карстових процесів можуть йти високомінералізовані води вниз по стратиграфічному розрізу (в тектонічні зони і далі до поверхні кристалічного фундаменту) [3].

Висновки. Результати повторних геолого-геофізичних досліджень в районі ставка-накопичувача високомінералізованих шахтних і кар'єрних вод в балці Свистунова (Південний Кривбас) з застосуванням комплексу різних модифікацій геоелектричних методів дозволяють оперативно вивчати просторово-часові зміни геологічного розрізу, картувати обводнені ділянки (з різним ступенем мінералізації води) в період 2008-2018 рр. і прогнозувати шляхи її міграції в подальшому.

Література

1. Экологический паспорт Днепропетровской области / Под ред. В.В. Антонова. – Днепропетровск: Днепропетровская облгосадминистрация, 2000. – 266 с.
2. Пигулевский П.И., Тяпкин О.К., Свистун В.К. Применение геофизических методов для решения гидрогеоэкологических задач на территории Южного Кривбасса / П.И.

Пигулевский, // Геофизический журнал. – 2018. – т.40, №3. – С.165-178.

3. Repeated geophysical researches of hazardous geoecological processes near mining waste storage facilities of Southern Kryvbas / P.H. Pihulevskiy, V.K. Svystun, O.K. Tiapkin, A.P. Tolkunov, S.O. Slobodianiuk // Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment: Proceedings of XIII International Scientific Conference. – Kyiv, Ukraine, 2019. – 5 p.

УДК 556.388:632.154(477)

ЗАСТОСУВАННЯ ПЕСТИЦИДІВ І ЕКОГЕОЛОГІЯ

Осокіна Н.П.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна,
N.Osokina@gmail.com

PESTICIDES USE AND ECOGEOLOGY

Osokina N.P.

Institute of Geological sciences NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,
N.Osokina@gmail.com

Institute of Geological sciences National Academy of Sciences of Ukraine carried out examinations of groundwater and environmental contamination by persistent organochlorine pesticides: DDT and its metabolites, HCCN and its isomers, aldrin, heptachlor; organophosphoric pesticides: methaphos, carbophos, phosphamide, phozallon; fluorine – containing pesticides: trephlane a.o. in different regions of Ukraine. It was established that simultaneously in the same sample potable waters there could be present up to 8 substances and their metabolites, derivatives of chemical compounds of different groups in the concentrations lower than MPC for potable water; however the total effect of their influence on human body is not studied yet.

В Інституті геологічних наук НАН України в лабораторії по визначенню пестицидів в підземних водах і ґрунтах вивчали стійкі хлорорганічні сполуки п,п'- ДДТ, п,п' – ДДЕ, о,п' – ДДД, б - ГХЦГ, в - ГХЦГ, г - ГХЦГ, альдрин, гептахлор; фторвміщуючий пестицид трєфлан; фосфорорганічні пестициди: карбофос, метафос, фозалон, фосфамид, азотвміщуючи пестициди та ін.

На основі наших багаторічних досліджень встановлено, що пестициди присутні в усіх об'єктах навколишнього середовища: підземних, поверхневих, мінеральних водах, ґрунтах, породах, донних відкладах, рослинах, водоростях. У кожній пробі підземної води знаходяться пестициди в концентрації до 8 найменувань, що відносяться до різних класів хімічних сполук, сумарний ефект дії яких на організм людини не вивчений. Потрапляючи в підземну воду різними шляхами, пестициди погіршують якість підземних вод [1].

За період 1960-2011р.р. на сільгоспугіддя України надійшло 2 млн. 85 тис. тон пестицидів. Наявність пестицидів і їх похідних в природній геосистемі сприяє утворенню нової ґрунтово-геохімічної обстановки, тому змінюються умови формування хімічного складу підземних вод. В результаті дії

антропогенних забруднювачів (пестицидів) змінюється хімічний склад підземних вод.

Вміст пестицидів в підземних водах не залишається постійним, а зазнає закономірні зміни, як в часі, в багаторічному циклі, так і по сезонах року. В багаторічному циклі на різних ділянках відзначається в одних випадках зростання, в інших зниження концентрації окремих пестицидів в підземних водах, що викликано, цілком можливо, зміною асортименту і навантажень пестицидів на різних територіях. В 2005-2007 р.р. в Україні було зареєстровано (перереєстровано) 1112 пестицидів і агрохімікатів. Сьогодні особливо актуальною є проблема запобігання забрудненню пестицидами питної води, продуктів харчування.

Потрапляючи різними шляхами в організм людини, пестициди можуть викликати небажані наслідки. Незважаючи на шкідливий вплив пестицидів, вони є основним засобом боротьби з шкідниками, хворобами сільськогосподарських культур і бур'янами. Необхідний контроль і суворе регламентація обсягів того чи іншого класу пестицидних препаратів при внесенні їх на сільгоспугіддя.

Відмітна риса хлорорганічних пестицидів – збільшення їх в наступних ланках біологічного ланцюга. Зберігаючись в орному шарі ґрунту, ці сполуки, в залежності від ситуаційної обстановки, можуть переміщатися в вертикальному і горизонтальному напрямках, проникаючи в підземну геосистему, підземні і поверхневі води, рослини, повітря. У ґрунтово-кліматичних умовах України термін життя цих речовин становить від кількох до 100 років і визначається множинним впливом біотичних і абіотичних факторів, які впливають на процеси хімічного і біологічного розкладання: окислення, гідролізу, дехлорування та ін. Істотними є фізико-хімічні властивості, взаємодія в системі ґрунт – суміжні середовища (вода, рослини, повітря). Ґрунт є основним місцем максимального накопичення хлорорганічних пестицидів, звідки відбувається міграція їх в інші середовища – воду, рослини, продукти харчування і в кінцевому рахунку в організм людини.

Висновки:

1. Вміст хлорорганічних пестицидів (суми ДДТ, суми ГХЦГ) в підземних водах в середньому по Україні складає $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-3}$ мг/дм³, в поверхневих водах річок і озер $1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-4}$ мг/дм³. Багаторічне вивчення вмісту пестицидів у ґрунтах і гірських породах України дозволило встановити, що в даний час близько 20 похідних цих речовин присутні у ґрунтах і породах на рівні $1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-3}$ мг/кг до одиниць мг/кг, формуючи фонове забруднення в тому числі і біосферних заповідників, заказників, парків.

2. С позицій забруднення гідросфери особливу небезпеку становлять речовини, які довго живуть в ґрунті. Вони є пріоритетними забруднювачами всіх підсистем. Для них характерна фізична адсорбція (сорбція) породами і ґрунтами, повільна міграція по ґрунтовому профілю. В основному це ртуть- і мишьяквміщуючі сполуки, хлорорганічні похідні, симетричні триазини. Вони

накопичуються у ґрунтах і породах, втім у породах на 1-2 порядки вище, ніж у ґрунтах.

3. Проведені дослідження з вивчення міграції пестицидів в залежності від тектонічної роздробленості дозволяють припустити наявності залежності між тектонічною роздробленістю і вмістом хлорорганічних пестицидів (ДДТ, ГХЦГ) в водоносних горизонтах четвертинних і еоценових відкладень Київської області. Чим вище ступінь тектонічної роздробленості, тим менше вміст суми ГХЦГ і його ізомерів, особливо в воді водоносного горизонту четвертинних відкладень. Наявність значних кореляційних зв'язків для більш високорухливого пестициду ГХЦГ і стійкого ДДТ свідчить про те, що накопичення пестицидів відбувається в місцях з низкою тектонічною роздробленістю. Чим вище тектонічна роздробленість, тим краще міграція пестицидів.

4. Якщо концентрація пестицидів в підземній воді перевищує ГДК, то така вода становить небезпеку для життя і здоров'я людей. Якщо пестициди знаходяться в підземній воді в концентрації нижче ГДК, то, на нашу думку, при тривалому вживанні така вода може пригнічувати генетичну і імунну системи людини.

5. Навантаження відповідних груп пестицидів (кг/га) на рік пропорційні окремим нозологічним формам і групам патологій на 10 тис. чоловік [2].

6. Середньорічне застосування інсектицидів і гербіцидів в тонах за діючою речовиною можна порівняти із загальною захворюваністю злоякісними новоутвореннями на 100 тис. чоловік через 5-9 років [3].

7. З метою мінімізації негативних наслідків накопичення пестицидів в підземних водах і інших об'єктах навколишнього середовища в Україні та їх впливу на підземну геосистему необхідно проводити контроль та еколого-гігієнічну оцінку антропогенно-забруднених територій. Проведення екологічної експертизи, екологічного аудиту дозволяє оцінити і спрогнозувати з достатнім ступенем точності реальний стан, екологічні ризики, відповідальність за них; регулювати напруги, які виникають в екосистемах, і тим самим передбачати і попереджати можливі несприятливі екологічні ситуації та екологічні техногенні катастрофи.

Література

1. *Осокина Н.П.* Содержание остаточных количеств пестицидов в подземных водах и других объектах природной среды отдельных регионов Украины. К.: Издатель Кравченко Я.О., 2019. 190с.
2. *Тхор І.І., Петрук Р.В.* Аналіз техногенних ризиків від зберігання накопичених пестицидних препаратів у Вінницькій області. Ж. «Екологічний Вісник». 2008. №3(49): Ніжин: Видавництво «Аспект-Поліграф» Всеукраїнська екологічна ліга, 2008. 32с.
3. *Ротарь М.Ф., Лиходедова О.Г.* Пестициды в геологической среде и некоторые последствия их применения в Украине. О.: «ИНВАЦ», 2007. 170с.

ВПЛИВ ГЕОЛОГІЧНОЇ СКЛАДОВОЇ НА ДОВКІЛЛЯ ПРИ ТЕХНОГЕННМУ НАВАНТАЖЕННІ

Панова О.А., Привалов В.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, olena.panova@gmail.com, vitaliy.privalov@gmail.com

INFLUENCE OF GEOLOGICAL COMPONENT ON THE ENVIRONMENT UNDER TECHNOGENIC LOADING

Panova O., Pryvalov V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, olena.panova@gmail.com, vitaliy.privalov@gmail.com

The article analyzes the impact of tectonic faults on the surface subsidence during underground coal mining. It is shown that a fault zone is not a homogeneous zone of crushing along a single fault characterized by the presence of fault breccia, gouge, mylonite, but a cluster with a series of discrete fractures. Structural and kinematic features of these fractures largely determine their reactivation during mining subsidence. A forecast is given for the involvement of discrete fractures in the flooding of mines. When a fracture acts as a mass transfer channel, the mechanism of the impact of faults on environmental load is shown.

Техногенне навантаження на гірський масив викликає зміни всіх його компонентів. При цьому, в залежності від ступеня впливу і від неоднорідності масиву, реакцію-зміни іноді складно пояснити. Найбільш цікавими в плані вивчення є гірничодобувні райони. Ступінь і детальність вивчення гірського масиву таких районів дуже висока. При цьому, недооблік геологічних особливостей ділянки родовища як природних факторів може призводити до катастрофічних екологічних змін. Ведення гірничих робіт викликає зрушення земної поверхні, що позначається на експлуатації будівель і споруд різного класу, спричиняє зростання дефіциту вільних площ для забудови, вимагає спеціальних дорогих заходів їх захисту і постійного екологічного контролю. Традиційні методи розрахунку очікуваних деформацій земної поверхні базуються, головним чином, на гірничо-технічних факторах. На ділянках відсутності геологічних неоднорідностей (розривів, складок, літологічних контрастів) ці методи дають високу збіжність з параметрами зрушення, що фактично спостерігаються. Чим більше реальні геологічні умови відрізняються від розрахункових, тим сильніше розбіжність між прогнозованими і фактичними кривими осідань і деформацій.

Найбільш небезпечними в плані реактивації є розривні порушення. Термін «реактивація» тектонічного порушення вживається для того, щоб підкреслити техногенний характер причин, що викликають вторинні зрушення по площинах структурного ослаблення [1].

Авторами проаналізовано 55 розривних порушень, які підробляють на різних ділянках. За даними польових і натурних спостережень в гірничих виробках розриви рідко виглядають у вигляді поодиноких зміщувачей.

Найчастіше вони являють собою зони катакластичного дроблення порід з великою кількістю дискретних зміщувачей і тріщин (рис.1). Регіональні порушення мають зони дроблення порід, вимірювані десятками і першими сотнями метрів при щільності 3-8 зміщувачей на 10 метрів зони дроблення. Спостерігається дискретність процесу осідання - по антитетично зв'язаним з основним зміщувачем тріщинам. Наявність прирозривних складок також вносить зміни до локації зосереджених деформацій [2].

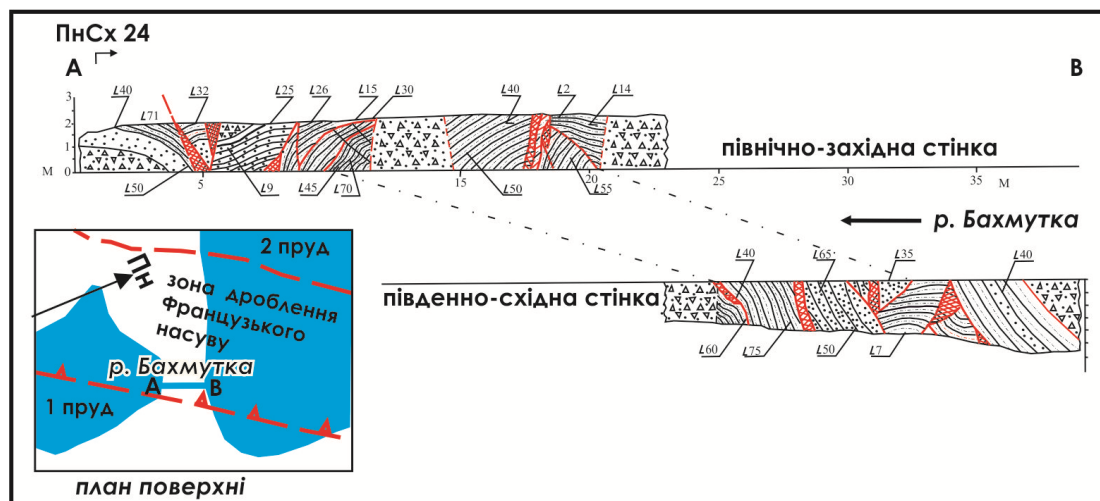


Рисунок 1 – Зарисовка фрагмента виходу Французького насуву (шахта ім. Горького)

Визначення будови зони впливу розривного порушення дозволяє робити прогноз по його реактивації. Порушена зона є своєрідним провідним каналом впливу на навколишнє середовище - від зсуву земної поверхні до масопереносу. Під останнім мається на увазі не тільки природна водно-газова міграція, а й перенесення небезпечних речовин від техногенної діяльності з наступним розподілом їх по латералі [3].

Особливої актуальності цей висновок має в теперішній час, коли відбувається масове закриття шахт на непідконтрольній Україні території. Підняття рівня підземних вод веде не тільки до підтоплення, а й до неконтрольованого розподілу речовин, в тому числі і небезпечних.

Література

1. Привалов В. А., Панова Е. А., Булеев Е. И. Проблема реактивации тектонических нарушений в пределах застроенных территорий Донбасса// Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов. Донецк: ДПИ, 1993. С.116-118.
2. Sachsenhofer R.F., Privalov V.A., Panova O.A. Basin evolution and coal geology of the Donets Basin (Ukraine, Russia): An overview// International Journal of Coal Geology. Vol.89, 1 January 2012, С. 26-40.
3. Pryvalov V.O., Panova O.A., Pryvalov A.V. Geology in Environmental Management Issues of the Donbas within the Context of Its Forthcoming Restoration// Мінералогічний журнал, 2020, №42 (1). С. 76-85.

УДК 556.388

ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІН КІЛЬКІСНИХ ПОКАЗНИКІВ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІДЗЕМНИХ ВОД СИНІЧАНСЬКОГО ВОДОЗАБОРУ (м. ІЗЮМ)

П'яташ Д. Р., Удалов І. В.

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, Харків,
Україна, dmytropyatash123@gmail.com, igorudalov8@gmail.com

TRENDS OF CHANGES IN QUANTITATIVE INDICATORS OF CHEMICAL COMPOSITION OF GROUNDWATER OF SYNYCHA WATER INTAKE (IZYUM)

Piatash D. R., Udalov I. V.

V. N. Karazin Kharkiv National University, Kharkiv, Ukraine,
dmytropyatash123@gmail.com, igorudalov8@gmail.com

The article highlights the dynamics of the distribution of hardness and mineralization of groundwater at the Synycha water intake of the city of Izyum in the Kharkiv region. The detailed physical and geographical characteristics of the groundwater abstraction area are given. On the basis of numerical and graphic data the general tendencies of chemical composition of waters are explained and forecasts concerning the further vector of movement of the specified indicators are offered.

Скорочення об'ємів якісних водних ресурсів є однієї з найактуальніших проблем України. В деяких місцях водозаборів можуть фіксуватись разові перевищення гранично допустимих концентрацій (далі – ГДК), в інших – системні, а в деяких і не фіксуватись зовсім. Проте, в останніх може прослідковуватись тренд до погіршення якості підземних вод через певний період спостережень з урахуванням наявної динаміки. Такою роботою займаються моніторингові служби. Якщо для аналізу стану значних по розмірах об'єктів поверхневих вод існують цілі організації, наприклад, для Сіверського Донця – Сіверсько-Донецьке басейнове управління водних ресурсів, то для системного аналізу характеристик підземних вод ключовими дослідниками виступають безпосередньо водопостачальні підприємства. Оскільки поверхневі і підземні води мають зв'язок (зони розвантаження, фільтраційні процеси, гідрогеохімічні міграції тощо), їх аналіз повинен бути в рівних ступенях обопільним.

Обрана для аналізу ділянка вилучення підземних вод для подальшої очистки та водозабезпечення міста Ізюму має назву Синичанська, від однойменного селища неподалік, а широкому загалу більш відома як Букинська, від назви залізничної станції. Знаходиться вона у 8-ми кілометрах на південний схід від м. Ізюму, у місці злиття р. Сіверський Донець і р. Оскіл, та включає в себе 4 експлуатаційні свердловини (№ 82, № 61, № 5, № 4), за даними з яких буде проводитись аналіз. Ділянка має рівний рельєф з невеликим ухилом на південний схід, абсолютні висоти коливаються від 61 до 65 м. [1].

За більшою кількістю показників хімічного аналізу проби води, який виконується лабораторією Ізюмського комунального виробничого

водопровідно-каналізаційного підприємства, наочно можна побачити зміну якості підземних вод. Серед одиниць аналізу автором були виділені дві категорії з найбільш наочною динамікою: жорсткість (Рис. 1) та мінералізація (Рис. 2).

Високий показник жорсткості має негативні наслідки як для людей, так і для технічних засобів, які використовують таку воду. Стандартом придатності води за рівнем жорсткості в Україні виступають «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною» ДСанПіН 2.2.4-171-10 [2]. Згідно з цим нормативним актом придатною для використання у водопровідних системах вважається вода з рівнем жорсткості $\leq 7,0$ або $\leq 10,0$ в окремих випадках за погодженням з головним санітарним лікарем відповідної адміністративної території.

Аналізуючи динаміку розподілу рівнів жорсткості Синичанської водозабірної ділянки (Рис. 1) не можна не відмітити поступове збільшення показників. З 2003 по 2020 рік показники коливались, але лінії тренду свідчать про чітке зростання жорсткості у пробах всіх свердловин. Наприклад, для свердловин № 82, № 61, № 5 та № 4 у 2003 році жорсткість складала 2,94; 2,65; 2,94 та 3,2 ммоль/дм³ відповідно, а в 2020 вже 5,19; 4,05; 4,49 та 3,77.

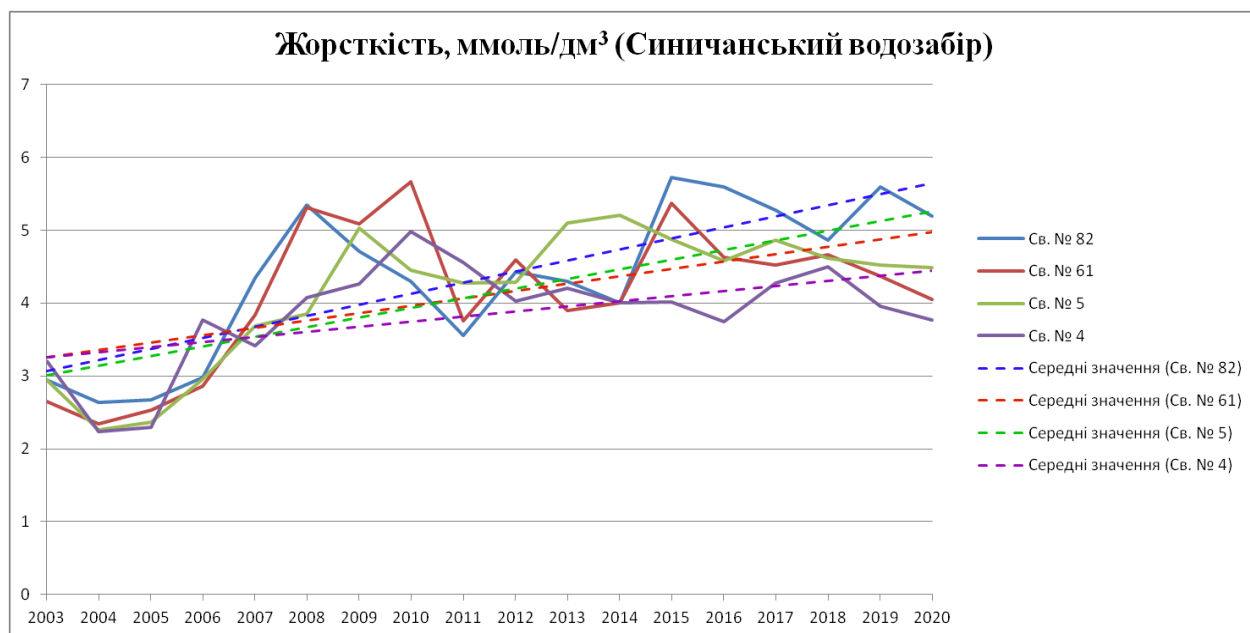


Рисунок 1 – Жорсткість води у свердловинах Синичанського водозабору

За 18 років системних аналізів фіксується зростання жорсткості на 17,8 % (№ 4), 52,8 % (№ 61, № 5) та 76, 5 % (№ 82). Причому вказані відсотки не враховують точок екстремумів, наприклад: 2010 рік для свердловини № 61 та № 4 або 2015 рік для свердловини № 82, де різниця у відсотках буде ще більшою. Шляхом нескладних математичних розрахунків можна прийти до висновку, що за наявними тенденціями перевищення ГДК за рівнем жорсткості можуть фіксуватись в середньому вже через 6-9 років.

Наступною категорією для виявлення тенденції була визначена мінералізація (Рис. 2). За вже названими нормами (ДСанПіН 2.2.4-171-10) для

придатності води у водопровідних мережах рівень мінералізації повинен бути ≤ 1000 мг/дм³ або ≤ 1500 мг/дм³ в окремих випадках. Вивчаючи розподіл рівнів мінералізації по роках ситуація складається схожа з даними по жорсткості.

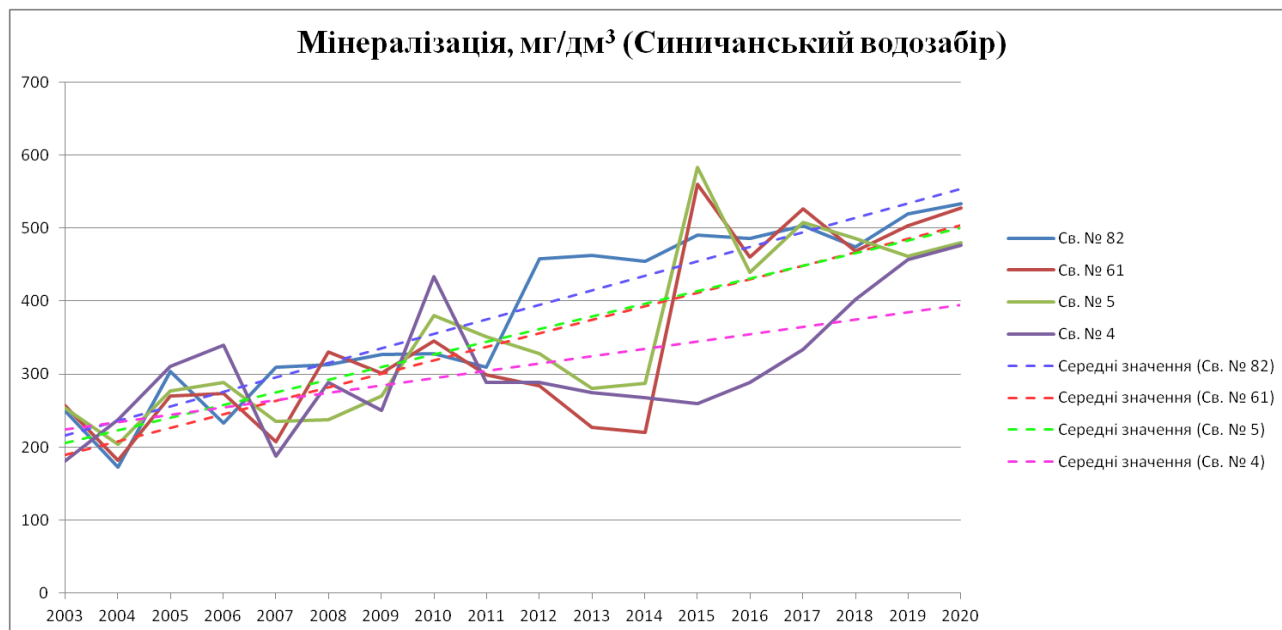


Рисунок 2 – Мінералізація води у свердловинах Синичанського водозабору

За період з 2003 по 2020 рік спостерігається підвищення показника мінералізації з 250,9 мг/дм³ (№ 82); 257,3 мг/дм³ (№ 61); 254,2 мг/дм³ (№ 5) та 181 мг/дм³ (№ 4) до 533 мг/дм³ (№ 82); 528 мг/дм³ (№ 61); 480 мг/дм³ (№ 5) та 477 мг/дм³ (№ 4) відповідно. Зміни у відсотковому відношенні: 112,4 % (№ 82); 105,2 % (№ 61); 88,8 % (№ 5); 163,5 % (№ 4). Згідно даних екстремуми знову припадають на 2010 та 2015 роки. З огляду на отриману тенденцію перевищення ГДК за мінералізацією теоретично можуть починати проявлятися через 11-19 років.

У висновку можна сказати про системність змін показників жорсткості та мінералізації у гіршу сторону відносно якості підземних вод Синичанської водозабірної ділянки. Достовірність досліджених тенденцій підтверджується лініями середніх значень, котрі, з різними темпами, але всі стрімко йдуть на підвищення. Також прослідковується подібність у максимальних показниках за період, що спостерігається (2010 та 2015 роки). При візуальному аналізі видно, що найкращі показники утримують проби води зі свердловини № 4, а зі свердловини № 82 діаметрально протилежно – найгірші. Схожими за темпами росту виступають показники проб води зі свердловини № 61 та № 5. Звичайно, всі числа поки що не перевищують норми, але видно чіткий вектор і питання перевищення норм ГДК, на жаль, питання часу, а не умови.

З огляду на все вищезазначене можна впевнено стверджувати, що дана водозабірня територія представляє безумовний науковий інтерес для подальшого дослідження та спостереження.

Література

1. Протокол № 3411 заседания Украинской территориальной комиссии по запасам полезных ископаемых от 21 ноября 1972 г., Киев.
2. Державні санітарні норми та правила «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною» (ДСанПіН 2.2.4-171-10) [Електронний ресурс]. – Режим доступу : <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2020/03/DSanPiN-2.2.4-171-10.pdf>

УДК 615.327:663.64.05

ЗАСТОСУВАННЯ МІНЕРАЛЬНИХ ВОД ТИПУ "НАФТУСЯ" ПРИ ЕКОЛОГІЧНИХ КАТАСТРОФАХ

Шестопалов В.М., Моїсєєва Н.П., Лесюк Г.В.

Інститут Геологічних наук НАН України, м. Київ, Vmshest@gmail.com

APPLICATION OF MINERAL WATERS "NAFTUSYA" TYPES IN ENVIRONMENTAL DISASTERS

Shestopalov V.M., Moiseeva N.P., Lesiuk H.V.

Institute of Geology NAS of Ukraine, Kyiv, Vmshest@gmail.com

Pollution by industrial waste, pesticides, herbicides, radionuclides, as well as covid damage causes various pathologies, increases mortality, reduces life expectancy. Mineral waters have a positive effect on health. They are an alternative to expensive treatment. Mineral waters of Ukraine are diverse, unique, have many bioactive substances and trace elements. They are also well studied. Used in oncology. Their use is investigated to alleviate the state of health after complications of the disease covid.

Останні десятиліття відзначаються все більшим погіршенням екологічної ситуації, яка обумовлена забрудненням територій промисловими відходами, пестицидами, гербіцидами, та радіонуклідами, які утворились внаслідок аварії на ЧАЕС, а також різними шкідливими хімічними речовинами, які в результаті військових дій попадають у воду, атмосферне повітря та ґрунт.

Доведено, що спільна дія на організм іонізуючого випромінювання та хімічних токсинів викликає синергетичний ефект – багаторазове підсилення негативних ефектів у порівнянні з ефектами їх роздільної дії. Населення, що проживає на забруднених територіях, становить, за даними МОЗ, приблизно 75%. Воно суттєво відрізняється показниками екологічно обумовленої патології дорослих і дітей, смертністю та тривалістю середнього віку життя. Останній удар здоров'ю людей наніс вірус ковід-19. Лікування захворювань, що виникають внаслідок нього, особливо ускладнюється через їх масовість.

Альтернативою дорогого медичного лікування післяковідних ускладнень може бути застосування мінеральних вод. Це є масовим, дешевим і загальнодоступним методом оздоровлення людей в умовах названих екологічних катастроф.

Природні питні та, особливо, мінеральні води є одним з чинників, що мають значний вплив на здоров'я людини. Проте, на сьогодні недостатня увага приділяється вивченню питань їх застосування у практичному та законодавчому плані. Вагомим доказом цього є той факт що, незважаючи на величезний потенціал мінеральних вод, в Україні використовується лише близько 10% їх запасів. Надмірні побори через недосконалу законодавчу базу є основною перешкодою розвитку цієї галузі та навіть спричиняють до закриття заводів розливу цінних мінеральних вод.

По різноманітності мінеральні води України не поступаються жодній країні та навіть перевищують їх. Зокрема, лише в Україні є родовища мінеральних вод з підвищеним вмістом біологічно активних речовин - типу "Нафтуса", що є унікальними не лише по лікувальному впливу на ланки організму, які найбільш уражаються через несприятливі екологічні обставини, але і завдяки тому, що на даний час їх родовища знайдені і експлуатуються лише в Україні. Води мають високі детоксикаційні властивості, а їх багатий вміст біологічно активних речовин обумовлює різні ефекти застосування.

Традиційні показання "Нафтусі" - захворювання нирок, печінки, порушень обміну речовин, жовчно- і сечокам'яні хвороби. При цьому нормалізується жовчовидільна функція печінки, сечовидільна функція нирок, процеси обміну, зокрема, успішно лікується цукровий діабет [1,2,3].

Вченими ІГН та ІЕПОР НАНУ разом з лікарями-бальнеологами проведені численні дослідження впливу мінеральних вод типу "Нафтуса" за умов дії іонізуючої радіації низької інтенсивності на організм. В експериментах на тваринах у м.Чорнобилі та при дослідженні крові ліквідаторів аварії на ЧАЕС та проживаючих на забруднених радіонуклідами територіях встановлено, що курсове вживання мінеральної води "Нафтуса" призводить до поліпшення ряду процесів в організмі, які були порушені в результаті дії іонізуючої радіації низької інтенсивності.

Перш за все було встановлено, що після курсу мінеральної води типу "Нафтуса" відновлюється функція кістково-мозкового кровотворення [4]. Подальшими дослідженнями [5,6] було встановлено ефект дезінтоксикації організму, що разом з підвищеною діуретичною дією води сприяє прискореному виведенню інкорпорованих радіонуклідів. Доведено, що покращуються показники периферійної крові ураженого організму, підвищується активність ферментів антиоксидантного захисту, знижується рівень дегенеративних змін в клітинах. В експерименті встановлено зменшення новоутворень в організмі, а також **збільшення продовження строку життя** тварин, який досягав до аварійної норми. Дослідженнями також виявлений антиалергічний ефект води та нормалізації маси тіла.

Вперше висунуто правомірне припущення про застосування мінеральних вод типу "Нафтуса" в онкологічній практиці (показано в експерименті) [7].

Вивчення мінеральних вод типу "Нафтуса" дозволило авторам вперше розробити технологію розливу води та збереження її лікувальних властивостей більше 15 місяців (ПУ України). Вода пройшла успішне випробування в

Інститутах НАНУ та установах МОЗ. Були розроблені методичні рекомендації, затверджені МОЗ: "Застосування мінеральної води типу "Нафтуса" для санаторно-курортної та поза курортної профілактики радіаційних порушень у населення, яке проживає на територіях, забруднених після аварії на Чорнобильській АЕС".

Застосування води в курортних умовах, дозволило оздоровитись тисячам ліквідаторів аварії на ЧАЕС та населенню (як дорослих, так і дітей), що проживає на забруднених територіях.

Вода деякий час успішно розливалась промисловим методом і навіть завоювала золоту медаль та диплом 1 ступеня на міжнародній виставці у Кисловодську в 2008 р. Унікальний метод консервації "Нафтусі" було розроблено і запатентовано в інституту Геології НАН України Моїсєєвої Н.П.

На жаль, через непомірні бюрократичні перепони випуск води був призупинений. В даний час промисловці знову намагаються його відновити.

Потреба у даній воді зараз зростає, оскільки базуючись на лікувальних показаннях, можна передбачити корисність її застосування населенням, що перехворіло ковідом-19, так як уже відомо, що при цьому страждають, перш за все, нирки та печінка. Проте, дане передбачення потребує подальшого наукового дослідження.

Слід зазначити, що в екологічно несприятливій обстановці проживає не лише населення України, але й Білорусії, Середньої Азії і багатьох інших країн, що обумовлює високу потребу у "Нафтусі", яку можна забезпечити застосуванням бутильованої лікувальної води.

Література:

1. Бабинець А.Е., Шестопалов В.М., Моїсєєва Н.П., Лютий Г.Г., Ищенко А.П., Сулейманов С.П., Гудзенко В.В., Усов В.Ю., Койнов И.М., Гаврилюк Г.З., Лисиченко Г.В., Ясевич А.П. Лечебные минеральные воды типа "Нафтуса". – Киев: Наук. думка, 1986. 192 с.
2. Шестопалов В.М., Моїсєєва Н.П., Ищенко А.П., Кондратюк Е.И., Усов В.Ю., Моїсєєв А.Ю., Гудзенко В.В., Лютий Г.Г., Синицин Н.И., Сулейманов С.П., Ясевич А.П., Дружина Н.А., Ковальская В.В., Гела А.А., Родионова Н.К., Кирилюк Н.Д., Рудько Г.И., Митько А.П., Нецкий А.В., Бакаржиева О.О. Лечебные минеральные воды типа "Нафтуса" Украинских Карпат и Подолья. Черновцы: Букрек, 2013. 600 с.
3. Маринов Н. А., Пасека И. П. Трускавецкие минеральные воды.-М: Недра, 1975. – 319 с.
4. Шестопалов В.М., Моїсєєва Н.П., Дружина М.О., Серкіз Я.І. Пухова Г.Г., Гела А.А. Спосіб корекції кровотворення при радіаційному ураженні організму шляхом курсового застосування мінеральних вод типу "Нафтуса". Патент України № 2068. Від 17.08.1993 р. Бюл. №2.
5. Моїсєєв А.Ю. Особенности химического состава и бальнеологического применения минеральных вод. Київ: Кім, 2017. 464 с.
6. Моїсєєв А.Ю., Дружина М.О., Моїсєєва Н.П., Шестопалов В.М. Біологічні аспекти застосування природних мінеральних вод. – К: Кім, 2010. – '123 с.
7. Шестопалов В.М., Моїсєєв А.Ю., Дружина М.О. Перспектива використання лікувальних мінеральних вод в онкології. Вісник НАН України. 2015. № 9. С. 56-63.

MINERAL PHASES FORMATION DURING THE OZONATION PROCESS OF SIMULATORS OF RADIOACTIVELY POLLUTED GASPING WATERS IN NPP

*Shabalin B.G.¹, Lavrynenko O.M.^{1,2}, Yaroshenko K.K.¹,
Pavlenko O.Yu.², Buhera S.P.¹*

¹ State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine, e-mail b_shabalin@ukr.ne

² I.M. Frantsevych Institute of Material Science Problems of NAS of Ukraine, Kyiv,
Ukraine, alena.lavrynenko@gmail.com

During the ozonation process of model simulators-solutions of trap waters of NPPs equipped with WWER, nanoparticles of lepidocrocite and goethite with an admixture of ferrispinel and a significant content of amorphous component are formed as a part of the mineral sediment. The percentage of components can be traced to a number: Mn > Fe > Co > Sr > Na > Mg, that agrees with the stability constants of EDTA chelate complexes. During the ozonation process, $c(\text{Mn}^{2+})$ decreases by 94.3%, $c(\text{Co}^{2+})$ - by 6%, ^{137}Cs activity decreases by 26%, and ^{90}Sr - by 15.7%.

In Ukrainian nuclear power plants exists the situation with regard to the management of liquid radioactive waste (LRW) and sewage (SRW) that is characterized by the lack of a complete technological cycle. Therefore, the development and implementation of new technologies for LRW management at existing NPPs and during the decommissioning and commissioning of new power units is a very important task. In the modern choice of technological schemes for LRW NPP processing, preference is given to sedimentation-sorption technology, which involves the destruction of organic complex compounds of gutters by oxidation methods [1, 2] (the most effective of which is ozonation [4]).

The composition of LRW of all NPPs of Ukraine practically does not differ from each other and, according to the content of macro components, is represented by sodium salts and detergents of anionic nature. Radioactive substances of trap waters are in the form of hydrated and complex ions, neutral molecules and colloidal particles. The main radionuclides are uranium fission products in uranium fuel - ^{137}Cs and ^{90}Sr and activation products - ^{60}Co , ^{54}Mn . The radiation background of both operational LRW and waste remaining during the dismantling of NPP power units is determined by the isotopes ^{60}Co ($T_{1/2} = 5.27$ years) and ^{137}Cs ($T_{1/2} = 30.17$ years) [2]. During the operation of the reactor, the activity of ^{60}Co is about 90% of the total activity of corrosion deposits. ^{137}Cs and ^{90}Sr isotopes are characterized by an ionic form of being in stagnant waters. Radionuclides ^{60}Co and ^{54}Mn form complexes with EDTA and oxalic acid.

The purpose of the work: to investigate the mineral (phase) composition of sediments obtained during ozonation of model solutions - simulators of ladder waters of NPPs equipped with WWER reactors.

Objects and methods of the research

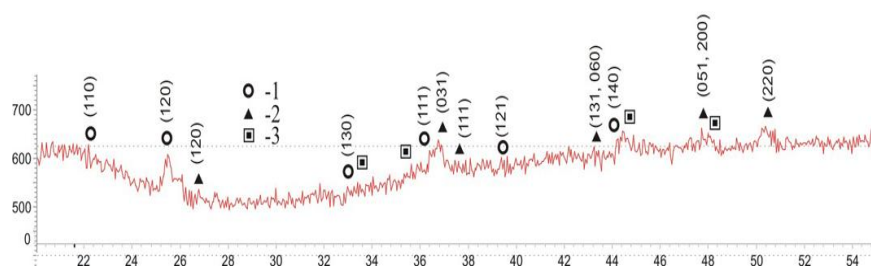
For the experimental study, the composition of the model solution of SRW was calculated according to the data of the average composition of LRW of four NPPs of

Ukraine with WWER type reactors [5]. Ozonation of the model solution was performed at a pH=11.5, and a temperature $T=60^{\circ}\text{C}$ [5]. The destruction degree of organic complexes was determined by the dichromate method of chemical oxygen demand (HSC). During the ozonation process, a decrease in the HSC value from 960 to $18 \text{ mgO}^2/\text{dm}^3$ was observed. The content of dissolved oxygen in ozonation is from 52 to 57%; the relative percentage of radioactive concentrate (sediment) is 0.5-0.8% ($0.5\text{-}0.8 \text{ mg}/\text{cm}^3$).

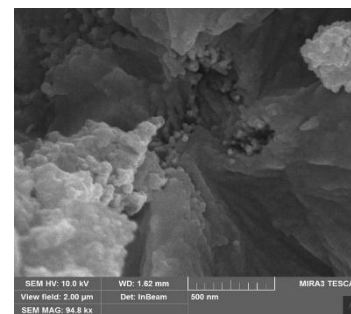
The phase composition of the obtained samples was performed by X-ray phase analysis (X-ray diffraction). Studies of the morphology of the samples and their elemental composition were carried out by scanning electron microscopy (SEM) and electron dispersion spectroscopy (EMF).

Results and discussion

In the ozonation process of the TRV model solution, the organic complexes' destruction takes part with further dispersed phase formation, which includes the isotopes ^{60}Co , ^{54}Mn and ^{55}Fe . According to X-ray diffraction (Fig. 1a), the sediment consists of iron phases of oxyhydroxides - lepidocrocite $\square\text{-FeOOH}$ (JCPDS # № 08-0098) and goethite $\square\text{-FeOOH}$ (JCPDS # № 17-536) with an admixture of ferrispinel, probably maghemite $\square\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (JCPDS # № 4-0755), which gives the precipitate magnetic properties. The resulting precipitate is characterized by nanometer particle size and a significant amorphous component's percentage. The composition of the samples assumes the presence of main salt crystal hydrates of the mixed composition, including iron layered double hydroxides.



a



b

Figure 1 - The composition and morphology of the sediment obtained by ozonation of the model solution of TRV: a - diffraction pattern, b - SEM image. Symbols: 1 - goethite; 2 - lepidocrocite; 3 - Fe (II) -Fe (III) LDH (Green Rust).

The SEM image of the sediment (Fig. 1b) shows fine particles of spheres of spherical metals with a size of 20-30 nm, associated in dense micro-sized aggregates and their associates of different configurations with a size of 100-250 nm. Plate form structures belong to layered double hydroxides (LDH) of mixed composition, in particular Fe-Co [3] and oxyhydroxides of iron - goethite and lepidocrocite. The probable mechanism of phase formation is the joint precipitation of dissolved organic components and the sediment polycondensation, accompanied by adsorption processes.

The percentage number of components (by weight and atomic) in the sediments builds the order: Mn > Fe > Co > Sr > Na > Mg (Table 1), which is consistent with the stability constants of chelated EDTA complexes. The precipitates formed during alkaline ozonation are the most effective in capturing manganese ions and the least effective in cobalt ions, which is probably due to its presence in solution in the form of strong organic complexes with EDTA and oxalate ions. The amount of adsorption of radionuclides ^{137}Cs and ^{90}Sr on sediments is insignificant, so during the cesium and strontium ozonation about 70-80% remains in solution.

Table 1 - Elemental composition of sediments obtained after ozonation of gutters' model solutions (according to EMF).

C	O	Na	Mg	Si	K	Ca	Mn	Fe	Co	Sr	Total
Mass %											
7,05	6,73	0,98	0,55	-*	-	-	44,01	20,05	17,79	2,84	100,00
Atomic %											
22,87	16,39	1,66	0,88	-	-	-	31,20	13,98	11,76	1,26	100,00

* – not detected

Thus, during the model solutions' ozonation of nuclear water NPPs (pH = 11.5), which contain organic components (oxalic acid and EDTA), there is a joint deposition of iron and manganese hydroxides and adsorption of metal aquaforms (cesium, strontium) on the surface of ferrous minerals. This is accompanied by oxidation of organic components and a decrease in the concentration of manganese ions by 94.3% and cobalt by 6%, a decreasing ^{137}Cs activity of by 26% and ^{90}Sr activity by 15.7%.

References

1. Arustamov A.E., Zinin A.V., Krasnikov P.V. [i dr.] Metod ionoselektivnoj ochistki zhidkikh radioaktivnykh otkhodov atomnykh stancij // Bezopasnost` zhiznedeyatel`nosti. 2005. # 11. S. 13–16.] (In Russian)
2. Andronov O.B. Osozdaniy sovremennoj sistemy` obrashheniya s zhidkimi radioaktivny`mi otkhodami na AE`S Ukrainy`. Postanovka zadachi // Problemi bezpeki atomnikh elektrostanczi`ji` Chornobilya. 2015. Vip. 24. S. 32-41.] (In Russian)
3. Lavrynenko O.M. Iron-bearing layered double hydroxides as a basis for obtaining disperse spinel ferrites // Nano Studies, 2016, № 13, pp. 93-116. (In Russian)
4. Shabalin B.G., Lavrynenko O.M. Destruction of Organic Matter from Radioactively Contaminated Water of Nuclear Power Plants Equipped with VVER (Analytical Review) // Nuclear Power and the Environment. 2020. № 3 (18). pp. 66-89. (In Ukrainian)
5. Yaroshenko K.K., Shabalin B.G., Bondarenko G.M. Investigation of the processes of organic components ozonolysis of liquid radioactive waste model solutions of VVER reactors // Nuclear Power and the Environment, 2020, № 4 (19), pp. 32-39.

MINERALOGICAL – GEOCHEMICAL ASPECTS OF RADIOACTIVE WASTES DISPOSAL IN SURFACE/SUBSURFACE FACILITIES***Shabalin B.G.¹, Yaroshenko K.K.¹, Buhera S.P.¹***¹ State Institution «The Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, b_shabalin@ukr.net

In article shown results the chemical, mineral and granulometric composition of natural and modified by soda bentonite clays from Cherkas'ke deposit, the composition of exchange cations, diffractograms, differential heating curves, IR spectra and features of ¹³⁷Cs sorption. It is determined that sorption degree for ¹³⁷Cs on the modified samples exceeds 90%, for natural bentonite – about 85%. On both types of bentonite with increasing of contact time with model solution and pH, there is a redistribution of water-soluble, ion-exchange and fixed forms of radionuclides and the part of the latter that do not participate in migration processes increases, which indicates the ability of bentonites to effectively immobilize radionuclides for a long time. Investigated bentonite clays can serve as material for creating anti-migration barriers for surface/subsurface storage facilities for RW disposal.

The problem of safe disposal of radioactive wastes (RW) is extremely important for Ukraine due to the accumulation of significant amount of unconditioned waste. According to [1], about 3.45 million m³ RW have been accumulated, of which about 3.3 million m³ (96%) are of emergency origin.

According to national legislation [2] there are 4 classes of waste and 4 types of facilities: "surface" (building or trenches on the earth's surface), "near-surface" (at a depth of several tens of meters), "at intermediate depths" from a few tens to hundreds of meters from the earth's surface, "geological" (usually at a depth of more than 100 meters).

Terms of design, construction and commissioning of disposal facilities for different classes of RW vary from several tens to more than 100 years. The average life cycle of facility (from the initial stage to the active control phase) is 300 - 500 years for LLW and short-lived ILW [3].

Disposal in surface/subsurface facilities

Main sources of contamination of the Chornobyl Exclusion Zone (CZV) are RW accumulated in temporary RW localisation sites, RW disposal sites [4] and will be accumulated in storage facilities that are currently put into operation such as "TRV-1", "TRV-2" and "SOPSTRV" or will be commissioned in the future according to the general site plan of the "Vector" complex. The main focus should be on the engineering barriers system (EBS) to prevent RW from contact with groundwater and the retention of radionuclides in the disposal site, even if such contact occurs. The main requirement for EBS materials is geological compatibility with geological environment of disposal sites. Clays meet this requirement to the greatest extent, in particular, as a component of the underlying barrier. Considering relatively large disposal area and the correspondingly large volumes of bentonite clays, the choice of clays is based on the use of cheap natural clays or modified with available reagents for modification, which do not require complex technological equipment.

In the repositories of the “Vector” complex to prevent potential radiological impact EBS is foreseen, where the main component for preventing contact of RW with groundwater is multilayer underlying screen – the lower sorption layer of the repository with underlying clay. Today, methods for predicting the behaviour of underlying clay (as well as other EBS materials) are usually used to assess facility safety, guided by extremely conservative (pessimistic) assessments of EBS degradation, due to significant gaps in data on RW characteristics, lack of regulatory requirements for clays as EBS components, including the main indicators of composition and physicochemical properties.

Results and discussion

We studied the chemical, mineral and granulometric composition of bentonite clays in the natural state and industrially modified with soda (PBA-20), the composition of exchange cations (Cherkas’ke deposit, Dashukivs’ke site, IInd layer), diffractograms, differential heating curves (in air), IR spectra. In the static mode, the kinetics of sorption of ^{137}Cs by natural and PBA-20 samples of bentonite clays from model groundwater solutions from RW disposal facilities at “Vector” site under different pH, taking into account the degradation of cement as a component of EBS over time in contact with water at room temperature and solution mineralization.

It is determined that the value of the sorption degree (S) for ^{137}Cs on the modified samples exceeds 90%, for natural bentonite this figure is lower (about 83 - 85%) (Fig. 1). On both types of bentonite with increasing of contact time with aqueous solution and pH, there is a redistribution of water-soluble, ion-exchange and fixed forms of radionuclides and the part of the latter that do not participate in migration processes increases (Fig. 2), which indicates the ability of bentonites to effectively immobilize radionuclides for a long time. It is shown that Na-modified bentonite has a higher proportion of sorption in ion exchange and fixed form in comparison with the natural one and increases the environmental safety of storage.

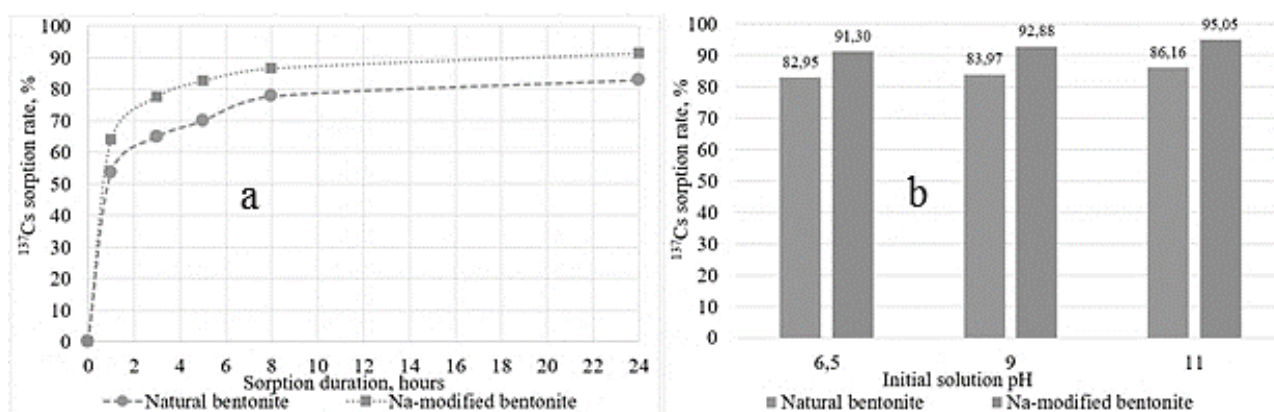


Figure 1 – ^{137}Cs sorption rate dependence on time (a) and equilibrium values of sorption rate on solution pH (b) (without mixing).

It should be kept in mind the processes of ion exchange of Na for Ca, which will eventually occur in Na-modified bentonite (PBA-20), and its conversion over time into a Ca-form close to natural bentonite.

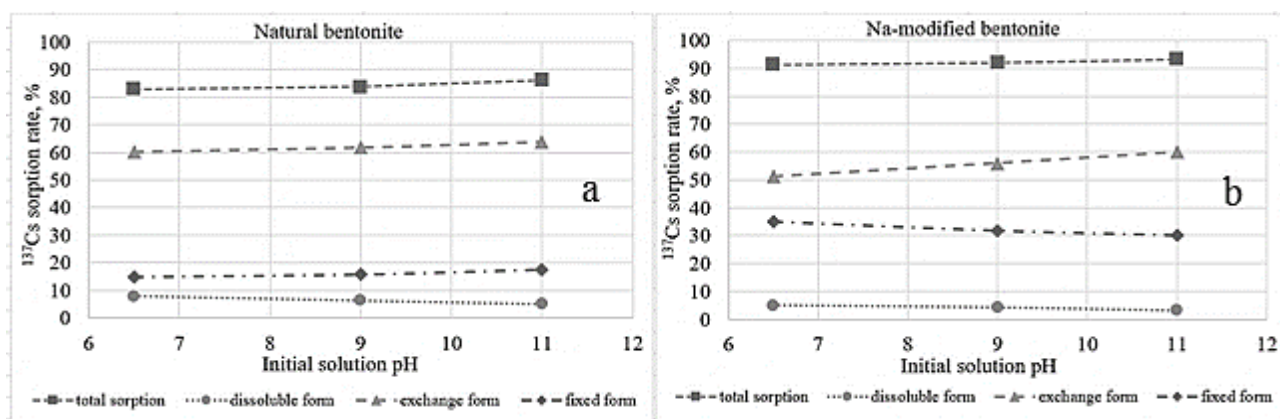


Figure 2 – The results of total sorption rate of the radionuclide ^{137}Cs and its various forms by natural (a) and Na-modified (b) Cherkas'kyi bentonite from model groundwater of CES at different pH.

The advantages of using natural bentonites to build disposal facility barriers are also related to the stability of their properties over time and the ability to predict potential changes in anti-filtration and anti-migration properties in the operation of underlying barriers, as evidenced by archaeological findings [5]. The stability of bentonite is confirmed by the results of thermodynamic modelling [6].

Thus, bentonite clays of Cherkas'ke deposit can serve as an effective material for creating anti-migration barriers of the Ist and IInd stages of surface / near-surface storage facilities for RW disposal at the “Vector” production complex. At the same time, the question of practical application of bentonite clays of Cherkas'ke deposit for accurate predictions of disposal of Chornobyl origin RW requires further laboratory study of physicochemical properties and sorption-desorption characteristics of bentonite clay to other fission products and actinides of nuclear fuel - potential pollutants.

References

1. Deep Geologic Disposal Its place in the fuel cycle & global progress. Seminar - Kyiv 12 - 13 June 2017. Stefan Mayer, Waste, Technology Section/Division of Nuclear Fuel Cycle and Waste Technology Nuclear Energy Department.
2. «Pro vnesennia zmin do deiakyh zakonodavchyh aktiv Ukrainy shchodo udoskonalennia zakonodavstva z pytan' povodzhennia z radioaktyvnymy vidhodamy». № 208-IX. 17 October 2019.
3. Monitoring of geological disposal facilities –Technical and societal Aspects NEA Report / NEA/RWM/R(2014)2, 2014. 72 p.
4. Chernobyl'skaia katastrofa. Pod red. V.H. Bariahtara. Kyiv: Naukova dumka, 1995, 368 p.
5. 14th Natural Analogue Working Group Workshop (NAWG14). Abstract Book – Olkiluoto, Finland, 9 - 11 June 2015. - 169 p.
6. Sabodina M.N. Zakonomernosti povedeniia radionuklidov pri sozdanii tehnogenno-geohimicheskogo bar'era na osnove glin. Spetsialnost' 02.00.14. – Radiohimiia. Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchenoi stepeni kandidata himicheskikh nauk. Moscow, 2008. 27 p.

**GEOCHEMICAL EVALUATION OF TECHNOGENIC DISTURBED
GEOSYSTEMS OF DONBAS**

Splodytel A. O., Kuraieva I. V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, asplodytel@gmail.com

Donbas is one of the most problematic industrial regions of Ukraine in terms of ecology. Armed conflict, which has started in 2014, caused new ecological threats in the region. This study provides an analysis of the chemical contamination of the geosystems of this territory. The objects under research are the geosystems of excessive technogenic influence on the geosystems of this territory. Chemical and analytical research was conducted by the methods of plasma mass spectrometry analysis, the potentiometric method using acetate ammonium buffer extract from pH 4,8, and others.

Complexity of the problem of studying technogenic pressure on geosystems is caused by the multi-variance reactions of the natural environment as an integral system. Technogenic environmental pressure is excessive, in many regions, catastrophic, In Ukraine. One of the difficult, ecologically problematic regions is Donbas is the country's largest industrial region of coal mining. The armed conflict, which continues on this territory already from 2014, among other issues, has also become a cause of new environmental threats in the region. Donbas study environmental problems complicated by difficult access to many territories, the inability to perform full-fledged experimental work and obtain the necessary information.

This article discusses such aspects of the problem as pollution of the local environment due to military activities.

Donetsk economic region, which includes Luhansk and Donetsk regions, traditionally belongs to the most used industrial regions of Ukraine. The ecological condition of the territory of Donbas during the Soviet period was estimated as critical and belongs to the zone of ecological emergency. Intensive coal mining on an area of 8 (ths. sq. km) led to subsidence of the soil surface by an average of 1.5-2 m, 600 km³ of the rock massif underwent deformation [2,3]. The liquidation of mines as part of the restructuring of the coal industry has caused a number of negative environmental consequences of mining. The combination of the impact of heavy industry (chemical, ferrous and nonferrous metallurgy), coal mining and the consequences of the Anti-Terrorist Operation (ATO) forms a complex set of environmental problems: disturbance of lands by mining, flooding of mines, uncontrolled leakage of mineralized and polluted waters, violation of the geodynamic regime of the earth's crust, air pollution, etc. Extremely acute for Donbas is the problem of loss of productive land due to the development of industrial development, which leads to high levels of pollution and soil degradation [1,3].

For the study of soils, points were selected in areas that were directly affected by hostilities as a result of being hit by ammunition of various calibers, the movement of military equipment in the cities of Ilovaisk and Makiivka. According to the research data, geochemical anomalies were recorded near the firing positions with the content

of lead in the soil – about 960 mg/kg, Copper – 629 mg/kg, Chromium – 420 mg/kg. According to the data obtained, the content of heavy metals in soil samples taken at the sites of hostilities (mainly in craters within a short time after the cessation of hostilities), in most cases, exceeded the background value by 1.5-17 times, for samples taken in Sloviansk. A systematic excess of 2.1-3.3 times was observed for mercury, vanadium and cadmium in the cities: Shchastia, Debaltsevo, Snizhne. In rare samples, the background values of the HM content exceeded more than 100 times.

Increased concentrations of biogenic elements (mineral forms of Nitrogen and Phosphorus) were noted in water as the Siverskyi Donets River and other rivers were studied. A significant increase in the concentration of Ammonium Nitrogen in the water of the Kleban-Byk River, starting from 2015, may be a consequence of the river pollution by sewage [2,3].

An increased content of nitrate nitrogen in comparison with the Siverskyi Donets River was noted in the water of the Kazennyi Torets and Kryvyi Torets rivers: its content reached 30 mg/dm³. This may also indicate water contamination with nitrogen compounds from wastewater. An increase in copper content was found for the water in the mouth of the Kazennyi Torets River.

Contamination of the soil cover with heavy metals does not occupy the main positions in a number of environmental problems of Donbas. This process is not as obvious as the flooding of the territory and not as dangerous to human life as a violation of the sanitary and hygienic state of drinking and household water supply systems. At the same time, increased concentrations of chemical elements in coal and rocks lead to the accumulation of heavy metals (HM) in soils to the level of toxic concentrations. The content of chemical elements in the rocks of mines and industrial enterprises often exceeds the background and MPC. The migration rate of chemical elements in the soils of industrial areas is much lower than in other environments. The soil cover reflects long-term pollution processes caused by the production activities of industrial enterprises.

All of the above necessitates the development of methodological approaches to environmental and geochemical assessment of pollution of industrial areas of Donbas in the ATO. Since the beginning of the armed conflict, 3,020 potentially dangerous objects have been identified in the Donetsk region (about 13% of the total), and 1,220 objects have been identified in the Luhansk region (5% of the total number) [3].

The main methodological and methodical research tool is integrated environmental and geochemical assessment of area.

Taking into account the conditions prevailing in the region, a scheme of ecological and geochemical monitoring was developed, which made it possible to assess the most vulnerable component, critical for ensuring environmental safety. When determining the number of samples by regions, landscape-geochemical conditions, sources of anthropogenic impact, the level of functioning of critical infrastructure facilities were taken into account.

Regional ecological and geochemical assessments of the vulnerability of the components of the natural environment were carried out in the process of research by

Henry Dunant Centre for Humanitarian Dialogue. Their results showed that the territories for the location of industrial facilities are characterized by an accelerated migration of pollution located in surface burials of industrial waste and underground workings. Ecological and geochemical assessments showed that the mines "Kreminna" SE "Lysychanskvuhillia", "Zolote" SE "Pervomaiskvuhillia" and the enterprise "Concern Styrol", "Slovianskyi mashynobudivnyi zavod", "Betonmash", "Rubizhanskyi trubnyi zavod", "Krasytel", "Luhanska HPP" and others pose a risk of environmental emergencies in the region.

Separate ecological and geochemical assessments of possible impacts of industrial facilities in the conditions of uncontrolled and controlled activity are performed. Their results are of a preliminary nature, since the development of enterprises largely depends on the long-term operation of heavy industry facilities, the geomechanical state of the rock mass in the zone of long-term mining, changes in the mining and geodynamic conditions of hydraulically connected mines, etc.

Considering the above, as well as the long-term existence of geochemical pollution at industrial enterprises, the conceptual assessment approaches were based on taking into account the stabilizing properties of the geological environment.

Further development of this study is supposed to be carried out in two aspects: the development of the main provisions of the ecological and geochemical foundations on the basis of domestic and world experience, taking into account innovative methodologies and in particular - the frame organization of the geological environment, as well as the introduction of methodological developments into the practice of research on the ecological and geochemical assessment of the territories of military activity of Ukraine on the example of the Luhansk, Sievierodonetsk-Lysychanska ta Toretsko-Horlivsko-Yenakiivska urban agglomerations.

References

1. *Trofimchuk, O.M., Korzhnev, M.M., Yakovlev, E.A., Kurilo, M.M., Kosharna, C.K.* (2018). Conceptual approaches to organization monitoring of geological environment and mineral resources Of Ukraine in modern conditions. *Ecological safety and nature management*, **4** (28), 7–26.
2. *Yakovlev, Ye.O.* (2017). Critical changes in the ecological state of the Donbass subsoil. *Mineral resources of Ukraine*, **3**, 34–39.
3. *Yakovlev, E.A., Lyutyiy, G.G., Pochtarenko, V.I.* (1994). Temporary methodological guidance for conducting complex ecological and geological research (on the territory of Ukraine). State Enterprise "Geoprognosis".

КОРИСНІ КОПАЛИНИ

УДК 553.3:(551.243.8:528.8.04)](477)

ЗВ'ЯЗОК ХАРАКТЕРИСТИК МЕРЕЖІ ЛІНЕАМЕНТІВ З РОЗПОДІЛОМ РУДОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ НА ТЕРИТОРІЇ ПРИАЗОВСЬКОГО КРИСТАЛІЧНОГО МАСИВУ

Азімов О. Т.

Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України,
Київ, azimov@casre.kiev.ua

RELATIONSHIP BETWEEN THE CHARACTERISTICS OF LINEAMENT NETWORK AND DISTRIBUTION OF ORE-BEARING OBJECTS THROUGHOUT THE PRYAZOVIA CRYSTALLINE MASSIF

Azimov O. T.

Scientific Centre for Aerospace Research of the Earth, IGS, NAS of Ukraine, Kyiv,
azimov@casre.kiev.ua

Using the satellite acquisition data (SAD) over the Pryazovia Crystalline Massif area, the Ukrainian Shield, the landscape-identification manifestation for the disjunction dislocations (DD) of the Earth crust within the Novotroitsk test area prospective to the ore-bearing objects is studied. This area is a part of the South-Donbas mineragenic zone. Based on the results of structure-geodynamic interpretation of SAD the conception of character and direction of neotectonic movements and stresses connected with the DD is created. The studies allowed identifying the spatial patterns for the endogenous uranium ore occurrences, which are confined to the local areas undergoing the geodynamic compression. In addition, the ore occurrences are disposed nearby the quasilinear extensional structures of higher order, which are paragenetically connected with compression areas.

Відомо [1 та ін.], що генетичний процес рудоутворення характеризується значною тривалістю в часі та контролюється великими тектонічними порушеннями. На стадії мінералізації відбувається накопичення як рудних мінералів, так і жильних. Разом з тим внутрішні зв'язки рудних родовищ з розривними порушеннями (РП) є достатньо складними. Адже одні РП є так званими дорудними, інші – рудними та післярудними з огляду на рухи рудоносних гідротермальних розчинів лише у певні геологічні епохи. Стосовно флюїдопровідності – РП могли бути такими, що підводили і розподіляли рудоносні розчини або ж накопичували у своєму внутрішньому “тілі” рудну речовину.

З урахуванням зазначеного, максимально наблизившись до природно-геологічних умов території Приазовського кристалічного масиву (ПКМ) Українського щита (УЩ), дослідження насамперед було спрямовано на вивчення ландшафтно-індикаційної вираженості розривних порушень земної кори з використанням матеріалів космічних зйомок (МКЗ) у межах перспективної на рудоносні об'єкти представницької Новотроїцької тестової

ділянки Південнодонбаської прирозломної вулcano-тектонічної западини та прилеглих до неї площ. Западина являє собою зону зчленування Донецького кам'яновугільного басейну з ПКМ УЩ. Загалом ця територія, що входить до складу Південнодонбаської мінерагенічної зони, містить або ж є перспективною на пошуки ендегенних родовищ поліметалевих руд, серед яких вирізняються ураноносні, насичені рідкісними і рідкісноземельними елементами тощо [2, 3 та ін.].

Зважаючи на вказане, завданням роботи було також встановлення існування просторово-(генетичного?) зв'язку рудних об'єктів, що закартовані на території, з відомими, уточненими або ж передбачуваними за МКЗ диз'юнктивними утвореннями земної кори.

Отож, на підставі застосування багатозональних МКЗ і результатів їх комп'ютеризованого оброблення було виконано структурне дешифрування. За аналогією з закартованими об'єктами диз'юнктивного генезису і відповідними геоіндикаційними проявами їх у ландшафті земної поверхні на території досліджень було виділено і проаналізовано мережу різноспрямованих лінеamentів (рисунок). У результаті було виявлено і простежено складові регіональних диз'юнктивних структур, а також зон, що їх утворюють. Переважна їх більшість у ландшафті відображається своєрідними аномаліями. При цьому в порівнянні з відомими за апріорними даними геолого-геофізичних робіт [3–5 та ін.] зонами розломів області аномального геодинамічного впливу (ОАГДВ) регіональних зон РП за результатами дешифрування було дещо розширено: передусім це власне Південнодонбаська субширотна і Криворізько-Павлівська північно-західна зони, Великоанадольське, Олександрійське і Войківське північно-східні порушення, частково субмеридіональна Грузько-Єланчицька і субширотна Кінська зони та ін. Також на підставі дешифрування МКЗ було виділено фрагмент мезоморфоструктури (кільцевої структури великих розмірів), геологічна природа якої наразі не з'ясована (рисунок). Для розуміння її генезису необхідні додаткові дані й дослідження.

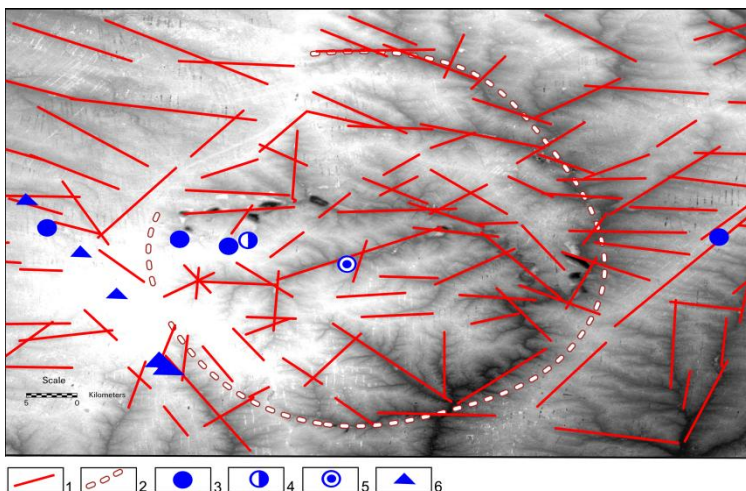


Рисунок – Новотроїцька ділянка і прилеглі райони ПКМ УЩ. Фрагмент картосхеми зіставлення результатів регіонального структурного дешифрування МКЗ з місцеположеннями рудопроявів урану. 1 – основні лінеamenti, що відображають розломно-блоковий каркас кристалічного фундаменту та осадового чохла; 2 – контур мезоморфоструктури незрозумілого геологічного генезису, віддешифрованої на МКЗ високого рівня генералізації; 3–6 – ендегенні рудопрояви урану (згідно з [3], див. рис. 4).

Таким чином, лінеаментні зони є відображеннями неотектонічно активних, просторово успадкованих у своєму розвитку РП, зон напружено-деформаційного стану гірських порід у земній корі. Вони відображають розломно-блоковий каркас докембрійської основи та осадового чохла території, що вивчається. Разом з тим низка виявлених лінеаментних зон переважно північно-західного, меншою мірою північно-східного простягання, а також декілька субмеридіональних зон не знаходять відповідників на структурно-тектонічних картах, що побудовані фахівцями-геологами у попередні роки. 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 напрямок пов'язаних з розривними порушеннями неотектонічних рухів і напруг [6].

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 в межах Новотроїцької ділянки насамперед й приналежні 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 перемежуються.

Для *В. Анадольської зони порушення* притаманні деформації стиснення. Прояви уранового гідротермального в мінералізованих зонах зруденіння у відкладах ейфельського ярусу девону (D_2ef) «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.

Єланчицьке (Покровсько-Кирєєвське) гідротермальне в мінералізованих зонах зруденіння локалізується у приосьовій 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 Єланчицьке 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 уздовж центральної частини *Криворізько-Павлівської зони РП* північно-західного простягання, для якої характерна дія полів деформацій стиснення. Рудопрояви локализуються поблизу або безпосередньо у вузлі перетину Криворізько-Павлівської зони з Південнодонбаською і В. Анадольською зонами. Проте

знову ж таки поряд з більшістю з цих рудопроявів простежуються кінцівки локальних диз'юнктивів розтягу, що кулісоподібно оперяють субширотну зону.

Таким чином, уздовж 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 вкорінення з глибини різноманітних флюїдів. Зокрема, для проникнення гідротермальних розчинів, що, імовірно, під час підйому на верхні структурні поверхи 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, забезпечуючи умови формування урановорудних скупчень гідротермального типу на девонському етапі уранового зруденіння в мінерагенічній зоні.

Отже, використовуючи МКЗ, у межах Південнодонбаської мінерагенічної зони встановлена закономірність просторового розташування ендегенних рудопроявів урану, що приурочені до локальних площ, які зазнавали геодинамічного стиснення. При тому рудопрояви розміщуються безпосередньо поблизу квазілінійних структур розтягу вищого порядку, що парагенетично пов'язані з локальними площами стиснення. 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 (і в межах ПКМ УЩ загалом) локальні ділянки, що можуть відповідати геологічним об'єктам, перспективним на пошуки нових покладів, вузлів, зон, родовищ урану.

Література

1. *Fang J., Chen H., Zhang L. et al.* Ore genesis of the Weibao lead–zinc district, Eastern Kunlun Orogen, China: constraints from ore geology, fluid inclusion and isotope geochemistry // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2015. Vol. 104, No 5. P. 1209—1233.
2. *Гурский Д. С., Есинчук 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. *Калашиник А. А.* Геолого-структурные особенности проявления эндогенного уранового оруденения в Западном Приазовье и Орехово-Павлоградской минерагенической 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*. Київ, 2011. № 2. С. 56—72.
4. Проект на проведення робіт по темі: Оцінка можливості виявлення гідротермальних жильно-штокверкових уранових родовищ у Південно-Донбаській прирозломній вулканотектонічній западині на основі складання прогнозної карти масштабу 1:50 000 на площу

1200 кв. км (шифр об'єкту 54 (ЦМ, ЦЛ)-57) / [Мякишко В.Д., Чепурний В.С., Анісімов В.А. та ін.] / КП «Кіровгеологія». № ДР РГВН У-07-181/1. Київ, 2007. 264 с.

5. Ярошук М. А., Мякишко В. Д., Вайло А. В. Ураноносность Приазовского блока и Южно-Донбасской приразломной впадины // Зб. наук. пр. ІГНС НАН та МНС України. Київ, 2010. Вип. 18. С. 50—56.
6. Азімов О. Т., Буніна А. Я. Аналіз закономірностей просторового розподілу ендегенних рудопоявів урану в межах Приазовського мегаблоку з використанням матеріалів космічного знімання // Тези доп. наук. конф. «Метасоматизм та рудоутворення» (5-7 жовт. 2016 р., м. Київ). Київ: ТОВ «НВП «Інтерсервіс», 2016. С. 10—12.

УДК 553.242:[553.578.1 + 543.576.9](477.61/62)

**ВПЛИВ ЗСУВНИХ ДИСЛОКАЦІЙ НА ЛОКАЛІЗАЦІЮ
ГАЗОДИНАМІЧНИХ ЯВИЩ У ВУГІЛЬНИХ ВІДКЛАДАХ
(КРАСНОАРМІЙСЬКА МОНОКЛІНАЛЬ ДОНБАСУ)**

Безручко К.А.¹, Д'яченко Н.О.²

¹ІГТМ НАН України, м. Дніпро, Україна, gvrvg@meta.ua

²НЦ ГТГРІ НАН України, м. Київ, Україна, natalidyachenko1969@gmail.com

**IMPACT OF SHEAR DISLOCATIONS ON LOCALIZATION OF GAS-
DYNAMIC PHENOMENA IN COAL SEDIMENTS
(KRASNOARMISK MONOCLINE, DONBAS)**

Bezruchko K.A.¹, Diachenko N.O.²

¹IGTM of NAS of Ukraine, Dnipro, Ukraine, gvrvg@meta.ua

²SC MGGID of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, natalidyachenko1969@gmail.com

The structural-kinematic relationships in the formation and development of shear dislocations of the Krasnoarmiisk district of Donbas and their impact on the formation of gas-dynamic phenomena (GDP) zones were studied firstly. They based on the developed digital model of the actual tectonic disturbance of the rock massif on the example of the mining allotments group of Krasnoarmiisk monocline. The established relationships of the impact of shear tectonics on the formation of GDP in coal beds are important both by clarifying the mechanism of tectonogenesis and the nature of pull-aparts formation (en echelon zones of tension), and by the possibility of using additional prognostic criteria for searching for accumulations of free methane and its sudden manifestations (GDP) in coal beds. The application of knowledge of these relationships at mining enterprises will allow reducing the costs for the struggle against dangerous GDP manifestations and predicting them reliably.

Проблема важкопрогнозованих природних небезпек геологічного, гідрогеологічного і геомеханічного характеру та пов'язані з нею матеріальні і людські втрати в сучасному вуглевидобутку притаманна для численних гірничодобувних підприємств Донбасу. До числа найбільш небезпечних факторів підземного видобутку вугілля традиційно відносять газо-динамічні явища (ГДЯ). Для ефективного вибору методів їх прогнозування і запобігання необхідно враховувати закономірності їх локалізації. Раптові викиди вугілля і

газу, суфляри геологічного походження розподіляються по площі пластів нерівномірно і являють собою різноорієнтовані зони, які пов'язані як з орієнтуванням тектонічних порушень, так і з плікативними структурами і мають протяжність від десятків до декількох тисяч метрів за простяганням і падінням вугільних пластів. При цьому, локальність ГДЯ не може бути пояснена лише наявністю підвищеної тріщинуватості або її відсутністю. Вочевидь, провідна роль належить умовам утворення тектонічних форм в тектонічному полі напружень, що сприяє зміні властивостей колекторів газувугільних родовищ. Саме тому, реконструкція геодинамічного розвитку зсувної дислокаційної зони (реконструкція зсувних полів напружень) Красноармійської монокліналі (КМ) Донбасу та виявлення закономірностей її впливу на формування ГДЯ у вугільних відкладах, є важливим і актуальним завданням досліджень.

В геоструктурному відношенні досліджувана територія КМ розташована в південно-західній частині Кальміу-Торецької улоговини. Структура витягнута в північно-західному напрямі на 100 км за шириною смуги вугленосних відкладів 18–20 км та представлена системою підйомів, що розділяються між собою дуже пологою, слабо вираженою сідловиною. Відносно спокійне залягання порід порушено тектонічними розривами різного орієнтування і морфології. Перша група розривів, морфологічно представлена насувами близькомеридіонального Пн–ПнЗ простягання (Самарський, Красноармійський, Мерцаловський, північна частина Добропільського) і діагонального північносхідного орієнтування (Селідовський, Центральний, південна частина Добропільського, серія Ново-Іверських розривів). Друга – численні субпаралельні диз'юнктиви скидової морфології близькоширотного Пн–ПнЗ простягання (Червонолиманський, Глибокоярський, Карпівський, Грушівський, Федорівський, Самойлівський, Гнілушинський) і діагонального ПнС орієнтування – скид № 5, скид «В».

Представлені результати геометризації і механізму виникнення тектонічної порушеності в межах КМ, дозволили виявити просторово зв'язані геоструктурні елементи, що розвиваються кінематично погоджено і взаємопов'язано, з характерною внутрішньою будовою і з відповідним режиму правозсувної зони структурним парагенезом, латеральною та вертикальною структурною зональністю. Аналіз структурного малюнка і максимумів зустрічі орієнтувань мало- та середньоамплітудних розривів на розах-діаграмах дозволив виділити сім систем розривних порушень: синтетичні праві (R_1) і антитетичні ліві (R_2) зколи Ріделя, які симетричні щодо вісі стиснення (y_1) і мають орієнтування $300\text{--}310^\circ$ та $12\text{--}28^\circ$ (відповідно); тріщини відриву (T), які паралельні вісі стиснення (y_1) та орієнтовані за азимутом $340\text{--}350^\circ$; синтетичні зсуви (Y) – основна правозсувна зона – виражені орієнтуванням крутопадаючих розривів (морфологічно скидів) за простяганням $280\text{--}290^\circ$; вторинні синтетичні зсуви (P) за орієнтуванням близькі до широтної (270°). Цей парагенез деформацій на досліджуваній території, відповідає зсувному полю тектонічних напруг (вісь укорочення простору (y_1)) внаслідок горизонтального зсуву

орієнтована за азимутом $160\text{--}170^\circ$ ($340\text{--}350^\circ$), вісь подовження (y_3) – $70\text{--}80^\circ$ ($250\text{--}260^\circ$) з північ-північно-західним напрямком стиснення і схід-північно-східним – розтягування, в якому по розривах відбуваються скидо-зсувні зміщення. Встановлено, що субпаралельні діз'юнктиви ПнС орієнтування ($15\text{--}30^\circ$) незалежно від морфології є межами паралелограмоподібних блоків, утворюючи або лускаті пакети, або пакети скидних уступів (в залежності від морфології розриву), обмежені за простяганням скидовими зміщувачами Пн–ПнС та ПдЗ падіння; в разі лускатих пакетів в орієнтуванні падіння зміщувачив домінує С–ПдС напрямком, розриви, що обмежують скидні уступи характеризуються зустрічним ЗПн напрямком падіння. Встановлено, що розриви ПдС орієнтування, морфологічно представлені зсуво-насувами, та з глибиною змінюють не тільки кут падіння з 35° до 85° , але й азимут простягання (з $20\text{--}25^\circ$ до 50°), утворюючи в плані віялове оперення основного розриву, азимутальне орієнтування яких відповідає орієнтуванню широкої (до 270 м) зони плікативних дислокацій на східному крилі гірничого відводу шахти «Піонер»; в найбільш північній частині аналізованої площі (шахта «Піонер») значного розвитку набули природзривні антиклінальні структури ПнС орієнтування в лежачих крилах, що виположуються до поверхні насувів. У південно-східній частині гірничого відведення шахти «Піонер» виявлено дуплекс стиснення (режим транспресії), виражений складчастою системою (F), шириною до 287 м і фрагментами пологих, змінюючих простягання Новоіверських насувів. Запропонована тектонічна модель формування «структурних вікон» (зона розташованих ланцюгом дуплексів розтягу, що мають характерну ламано-ступінчасту конфігурацію на шахті «Добропільська») у режимі транстенсії, що обумовлює прояви ГДЯ («мокрі суфляри») на теренах КМ у вигляді пул-апартових малих улоговин просідання, які сформовані під дією зсувного поля тектонічних напружень. Встановлено, що чисельні викиди вугілля і порід та суфляри, які були зафіксовані на ділянках шахт (з заходу на схід): «Білицька», «Добропільська», «Червонолиманська», ім. О.Ф. Засядька, ім. О.О. Скочинського, ім. М.І. Калініна, «Червона Зірка», ім. К.І. Поченкова, ім. В.М. Бажанова, «Чайкіно», «Луганська», «Горецька», «Матроська» мали компонентний склад газу з високим вмістом рідких вуглеводнів (типу конденсату). На цих шахтах також зафіксовані прояви важких вуглеводнів (бутану), вуглеводневої рідини (нафти), ароматичних вуглеводнів та бітумів, не зважаючи на відмінності в геоструктурній позиції окремих геолого-промислових районів, що територіально розташовані на межі ДСС.

Це свідчить про можливість підтікання глибинних флюїдів з подальшим перерозподілом вуглеводневих газів в масиві гірських порід в результаті дії зсувного поля тектонічних напружень у зонах надрозломних структур глибинних розломів. Отримані результати дозволили по іншому зважити не тільки на проблеми тектогенезу КМ, але і поставити низку питань, пов'язаних із збільшенням точності ефективного вибору методів прогнозування ГДЯ.

Встановлені закономірності впливу зсувної тектоніки на локалізацію ГДЯ у вугільних пластах КМ важливі не тільки уточненням механізму тектоногенезу

та природи формування «структурних вікон» у вигляді кулісоподібних зон розтягу, але і можливістю використання додаткових прогностичних критеріїв пошуків скупчень вільного метану та його раптових проявів (ГДЯ) у вугільних пластах. Оскільки традиційно прийняті критерії (підвищена метанонасність, що зумовлена оптимальним ступенем метаморфізму вугілля; глибина залягання; покращені фільтраційно-ємнісні властивості вміщуючих порід) не завжди дозволяють оцінити перспективи локальної площі стосовно наявності або відсутності скупчень вугільного метану та його раптових проявів без розуміння розвитку геодинамічних подій, тому потрібно, перш за все, акцентувати увагу досліджень на оцінці етапів тектонічного розвитку окремих структурних одиниць регіону з огляду сучасної точки зору. Застосування на гірничодобувних підприємствах знань, виявлених у дослідженні закономірностей, дозволять зменшити витрати на боротьбу з ГДЯ під час експлуатації газовугільного родовища та надійно прогнозувати ці явища.

УДК 549.02

ВОЛЬФРАМАТИ У ГРЕЙЗЕНАХ ПЕРЖАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

*Бондаренко С.М.¹, Грінченко О.В.², Курило С.І.³, Степанюк Л.М.¹,
Сьомка В.О.¹, Бельський В.М.¹*

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, Україна, Київ, sbond.igmr@gmail.com

²ІНІ «Інститут геології» КНУ ім. Т. Шевченка, Київ, Україна

³Інститут наук про Землю Словацька академія наук, Братислава, Словаччина
kurylo.sergiy@gmail.com;

TUNGSTATES IN GREISENS OF PERGA ORE FIELD (UKRAINIAN SHIELD)

*Bondarenko S.M.¹, Hrinchenko O.V.², Kurylo S.I.³, Stepanyuk L.M.¹,
Syomka V.O.¹, Belsky V.M.¹*

¹M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, sbond.igmr@gmail.com

²Institute of Geology Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine,

³Earth Science Institute of the SAS, Bratislava, Slovak Republic,
kurylo.sergiy@gmail.com

Greisen type Sn-W mineralization of Perzhanske ore field is confined to the endo-exocontact zone of hydrothermal-metasomatically altered perzhansky leucogranites and granite-porphyrries. Here, tungstates are especially widely abundant in «Western» and «Quarry» ore manifestations. Wolframite group minerals are predominant among tungstates. They are represented by end members of ferberite-hubnerite series as well as stolzite and stolzite-wulfenite solid solutions.

Quite frequently, «patches» of secondary tungstate-stolzite and stolzite-wulfenite series are developed among the predominant cassiterite-wolframite mineralization.

Прояви Sn-W мінералізації грейзенового типу в межах Пержанського рудного поля (ПРП) локалізуються в ендо-екзоконтактовій зоні гідротермально-метасоматично змінених пержанських лейкогранітів та граніт-порфірів. В свою чергу, ПРП займає центральну частину досить детально вивченої Суцано-Пержанської тектонічної зони Волинського мегаблоку [1, 2]. Вольфрамати поширені в рудах проявів «Західний» та «Кар'єр» та в цілому доповнюють економічну привабливість рудних об'єктів. На сьогоднішній день це найбільш відомі і перспективні рудні Sn-W об'єкти в межах Українського щита. Зруденіння, розкриті під час геолого-розвідувальних робіт численними канавами, штреками, свердловинами, представлене двома типами: кварцовими грейзенами та кварц-мікроклін-пертитовими метасоматитами (пертозитами). За результатами ізотопних досліджень акцесорного циркону, формування рудних покладів відбувалося пізніше укорінення граніт-порфірів 1756 ± 11 млн років тому.

Серед вольфраматів переважають мінерали групи вольфраміту, які представлені крайніми членами твердих розчинів ряду ферберит-гюбнерит, а також штольцитом [3] та серією твердих розчинів – штольцит-вуйфеніт. Про існування природного ряду штольцит-вуйфеніт досить тривалий час було взагалі невідомо. Завуальованість процесів заміщення первинних високотемпературних вольфраматів вторинними не дає змоги кількісно оцінити масштаби поширення останніх в рудах. Досить часто серед переважаючої каситерит-вольфрамітової мінералізації присутні «плями» розвитку вторинних вольфраматів – штольциту та мінералів серії штольцит-вуйфеніт.

Ферберит FeWO_4 , представлено високотемпературним різновидом $\text{Ferb}_{82,1-89,2}$ $\text{Hnb}_{10,8-17,9}$ (Рис. А). Він є одним із головних рудних мінералів у грейзенах, поступаючись лише каситериту, а на окремих ділянках домінує (до 10 % у породі). У загальному процесі рудоутворення ферберит є більш пізнім мінералом відносно каситериту, часто обростає та частково заміщує його. В рудопрояві «Західний» ферберит мінерал формує нерівномірно-розсіяну вкрапленість пластинчатих, призматично-лінзовидних агрегатів в оточенні і навколо крупнозернистого каситериту. Розмір окремих зерен в середньому змінюється в межах 0,08-0,4 мм, а максимальні агрегати сягають до 3 мм. В асоціації з вольфрамітом відзначаються слюди, колумбіт, ксенотим, монацит, графіт, флюорит та сульфід. У рудопрояві «Кар'єр» мономінеральні гнізда вольфраміту можуть сягати 10-15 см у поперечнику. Безпосередньо ферберит утворює крупні ідіоморфні кристали (до 7 см за подовженням) серед дрібнозернистих грейзенизованих гранітів, що зумовлено компактністю аніонів та відносно простотою острівною структурою мінералу. В рудопрояві «Кар'єр» в асоціації з вольфрамітом трапляється густа вкрапленість сульфідів, флюорит, каситерит, колумбіт та мінерали берилію. Окремі знахідки фербериту відомі серед метасоматично змінених пержанських гранітів. Мінерал досить часто

проявляє ритмічно-зональну внутрішню структуру, як результат нерівномірного розподілу домішок ніобію.

Гюбнерит MnWO_4 є суттєво марганцевим $\text{Ferb}_{12,3-17,8} \text{Hubn}_{82,2-87,7}$ (Рис. А) і виявлений в ПРП вперше у вигляді окремих скупчень субмікроскопічних зерен серед каситерит-ферберитових агрегатів. Утворення мінералу пов'язано з більш пізнім гідротермальним перерозподілом рудної речовини.

У процесі гідротермально-метасоматичних змін в зонах інтенсивного окислення первинних руд, вольфрамати з невеликими катіонами (Fe^{+2} , Mn^{+2}) послідовно заміщуються на штольцит з більш крупними катіонами (Pb^{2+}), що відповідає переходу від гіпогенних умов мінералоутворення до гіпергенних. У випадку з твердим розчином ряду штольцит-вульфеніт відбувається ізоморфне заміщення в аніонній частині – WO_4^{2-} на MoO_4^{2-} .

Штольцит PbWO_4 – вторинний вольфрамат, постійно присутній серед агрегатів фербериту у вигляді пластинок по зонкам росту, ізометричних мас, облямівок. В окремих випадках трапляються повні псевдоморфози з загальним хімічним складом $\text{Stol}_{97,0-99,0} \text{Wulf}_{0,1-3,0}$.

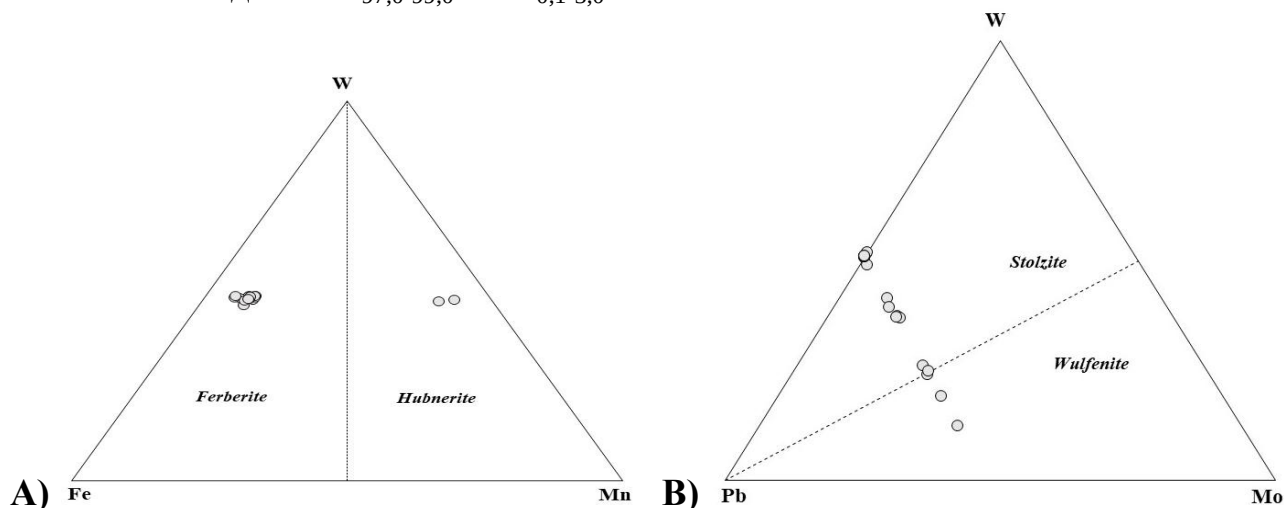


Рисунок - Хімічний склад вольфраматів ПРП: А) ферберит-гюбнерити; В) штольцит-вульфеніти.

Тверді розчини серії штольцит PbWO_4 -вульфеніт PbMoO_4 виявлено за результатами мікрозондових досліджень у вигляді контрастно-зональних включень та облямівок навколо зерен штольциту (рудопряв «Західний»). Ці мінеральні фази є твердими розчинами між ізоструктурними сполуками з різним хімічним складом (вольфрамати-молібдати).

За результатами наших досліджень, у типовому складі окремих зональних структур присутня досить широка область твердих розчинів від чистого штольциту до мінералу близького за хімічним складом до вольфрамістого вульфеніту – чилагіту $\text{Pb}(\text{Mo},\text{W})\text{O}_4$ ($\text{Stol}_{39,0-82,4} \text{Wulf}_{17,6-74,5}$) (Рис. В). Надалі, вірогідно, спостерігається розрив у змішуваності хімічного складу твердих розчинів, і тому жодного представника близького за складом до вульфеніту не виявлено.

На відміну від стануму, який практично має єдину стійку мінеральну форму, каситерит, вольфрам, окрім вище згаданих низки вольфраматів,

ізоморфно активно входить до складу мінералів групи колумбіту-танталіту (2-15 ваг. %). Аномально високі значення його вмісту (до 34,20 ваг. %) фіксується в W-колумбіті з грейзенів рудопрояву «Західний».

Література

1. Кондратенко П.А., Костенко М.М. Оловоносність Пержанського рудного поля. // Мінеральні ресурси України, 2015, № 2, С. 7—11.
2. Металиди С.В., Нечаев С.В. Суцано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность). Киев: Наукова думка, 1983. 136 с.
3. Сьомка В.О. Генетичні типи молібдено- і вольфрамоносних метасоматитів Українського щита. Київ: Наукова думка, 2019. 256 с.

УДК 553.98; 553.04 (477.82)

ШЛЯХИ НАРОЩУВАННЯ ПРОМИСЛОВОГО ПОТЕНЦІАЛУ ВУГІЛЬНОЇ ГАЛУЗІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ

Бучинська І. В., Матрофайло М. М.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
igggk@mail.lviv.ua

WAYS OF INCREASING THE INDUSTRIAL POTENTIAL OF THE COAL BRANCH OF THE LVIV-VOLYN COAL BASIN

Buchynska I. V., Matrofailo M. M.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Lviv, Ukraine, igggk@mail.lviv.ua

Prospects for increasing the mineral resource base of the Lviv-Volyn coal basin are associated with the development of new areas and deep horizons. One of the possible directions is the construction and operation of mining complexes within the fields of the South-Western coal-bearing region. The reserves and resources of coal in the region are estimated at more than 2 billion tons. Prospects for the integrated development of LVB resources associated with the gas content of the coal-bearing strata. Deposits of the Lviv-Volyn basin can, to a certain extent, be considered as complex gas-coal. The Southwestern coal-bearing region and deep horizons of the basin are especially promising.

Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн (ЛВБ) – це площа розвитку вугленосних відкладів із пластами вугілля нижнього (візейський та серпухівський яруси – візе, намюр А), а також середнього (низи башкирського ярусу – намюр В, С, низи вестфала А) карбону. Вугленосні відклади утворюють паралічну нижньо-середньокарбонову вугленосну формацію. ЛВБ є південно-східним продовженням Люблінського вугільного басейну, який розміщений на території Польщі. В сукупності вони утворюють генетично єдиний Львівсько-Люблінський басейн [1]. До складу басейну входять Волинське, Забузьке, Сокальське, Межирічанське, Тяглівське, Любельське основні і окремо розташоване Буське родовище та ряд вугленосних площ і ділянок. Відклади

ЛВБ містять близько 99 вугільних пластів і пропластків потужністю від 0,05 до 2,5 м. Поклади вугілля спостерігаються в розрізі всього карбону із збільшенням їх кількості від нижніх горизонтів до верхніх. Глибина залягання пластів робочої потужності (більше 0,6 м) від 250 до 750 метрів. За марочним складом вугілля басейну належить до газового, жирного і коксівного [2]. Шахтами розробляються 6-ть вугільних пластів (n_7^H , n_7 , n_7^B , n_8 , n_8^B і n_9). Всі вони знаходяться в бужанській світі башкирського ярусу.

Вуглевидобувний комплекс Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну будувався в контексті економічної політики Радянського Союзу щодо створення паливної бази для потреб західних областей України, Прибалтики, Білорусі, Молдови. Структура комплексу вуглевидобутку ЛВБ формувалася понад півстоліття. Довгі роки державна стратегія забезпечення потреб України вугіллям була цілковито зорієнтована на Донбас. Необхідним є новий підхід до вуглевидобувного комплексу ЛВБ як до рівноправного та сильного гравця на вугільному ринку України.

Нарощування мінерально-сировинної бази Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну можливо за рахунок будівництва і експлуатації гірничовидобувних комплексів в межах родовищ Південно-Західного вугленосного району.

За марочним складом вугілля на Тяглівському родовищі переважають технологічні групи Г, ГЖ і Ж. Доведено, що газове вугілля придатне для коксування. Вугілля родовища середньозольне, малозольне і зольне. За вмістом сірки переважає сірчисте вугілля, якому підпорядковане середньосірчисте [3]. Загальні розвідані запаси вугілля складають 377360 тис. т, в тому числі: балансові запаси 298912 тис. т за категоріями В+С₁+С₂ або 79,2 %, забалансові – 78448 тис. т за категоріями С₁+С₂ або 20,8 %. Переважна більшість балансових і забалансових запасів вугілля на родовищі залягають на глибині 600–900 м. Пласти, що досліджувалися, мають потужність 0,6–1,0 м [4].

На Любельському родовищі – Ж, КЖ і К. Коксівне вугілля складає майже половину запасів родовища. За величиною зольності вугілля середньозольне, зольне, і багатозольне. За показниками вмісту масової долі сірки переважають групи багатосірчистого вугілля (39,7 %) і малосірчистого (29,0 %). Переважна більшість запасів вугілля на родовищі залягає на глибині 600–900 м. Прогнозні ресурси вугілля на родовищі пов'язані з вугільним пластом v_6 , який розташований на глибині більше 900 м. На Любельському родовищі загальні розвідані запаси вугілля складають 522884 тис. т, в тому числі: балансові запаси 467147 тис. т за категоріями В+С₁+С₂ або 89,3 %, забалансові – 55737 тис. т або 10,7 %. Балансові запаси вугілля марки К складають 198073 тис. т або 42,4 %. Прогнозні ресурси на родовищі порашовані тільки на полях шахт Любельські № 4 і 5 і складають 371329 тис. т [4].

Запаси і ресурси вугілля в районі оцінюються в більш ніж 2 млрд. т, що вдвічі перевищує залишкові запаси промислової частини басейну. Вугільні пласти родовищ Південно-Західного вугленосного району відрізняються від

аналогічних у промисловій частині басейну більшою потужністю і площею розповсюдження.

Нарощування сировинної бази ЛВБ може відбуватися за рахунок освоєнням глибоких горизонтів. До них, зокрема, належать пласти v_0^3 , v_0^4 , v_2 , v_4 , v_4^3 , v_5^4 , v_5^6 , v_6 і n_0^6 нижньої підформації карбонової вугленосної формації басейну [3, 5]. Вивчення вугільних пластів глибоких горизонтів басейну загалом знаходиться на початковій стадії. Для окремих пластів на певних ділянках родовищ і площ підраховані балансові та забалансові запаси вугілля, переважно, за категоріями C_1 і C_2 , а також прогнозні ресурси за категоріями P_1 , P_2 і P_3 . Балансові запаси вугілля пластів нижньої вугленосної підформації 125875 тис.т ($A+B+C_1$) і 156948 (C_2), забалансові – 40789 (C_2), а прогнозні ресурси – 804170 ($P_1+P_2+P_3$). Загалом балансові запаси глибоких горизонтів перевищують запаси вугілля діючих шахт басейну станом на 01.01.2012 р. за категоріями $A+B+C_1$ на 33,5 % [5].

Серед глибоких горизонтів основне місце займає пласт v_6 . Промислове значення пласт v_6 має на окремих полях шахт Забузького, Межирічанського родовищ Червоноградського вуглепромислового району, на Любельському, Тяглівському родовищах та ділянці Межиріччя-Західна Південно-Західного вугленосного району. Вугілля пласта v_6 належить, переважно, до групи середньо зольного. Запаси високоякісного вугілля пласта v_6 за сумою категорій $B+C_1+C_2$ становлять 197,9 млн. т [3]. Перспективні площі дослідження – Червоноградський геолого-промисловий район поля шахт «Червоноградська» № 3 і 4, Південно-Західний вугленосний район поля шахт «Тяглівська» № 1, «Любельська» № 1 і 2. Пласт v_6 високогазоносний, тобто має перспективи комплексного використання.

Перспективи комплексного освоєння ресурсів ЛВБ пов'язані з газоносністю вугленосної товщі. За умов застосування певних технологій (наприклад, гідравлічного розриву пласта) вугільний газ є самостійною копалиною, видобування якої можливе в достатніх об'ємах та економічно доцільне. Вугільні пласти в межах Тяглівського родовища залягають в метановій зоні (вміст метану коливається в межах 60–80 % об. і максимально становить 99,7 % об.) [6]. Узагальнення наявних даних щодо газоносності глибоких горизонтів басейну показує, що вугільні пласти нижньої підформації характеризуються високою природною газоносністю, яка досягає більше 30 м³/т с. б. м. Запаси вуглеводневих газів у вугіллі пласта v_6 та його супутниках (v_6^H і v_6^B) на полях шахт Забузького, Тяглівського і Любельського родовищ та ділянці Межиріччя-Західна ЛВБ становлять 2354400 тис. м³ [5]. Отже, особливо перспективними для комплексного використання є Південно-Західний вугленосний район та глибокі горизонти басейну.

Шляхи нарощування мінерально-сировинної бази ЛВБ пов'язані з комплексним освоєнням нових площ та глибоких горизонтів, що забезпечить стабільність промислового потенціалу вугільної галузі регіону.

Література

1. Шульга В. Ф., Здановски А., Зайцева Л. Б. и др. Корреляция карбоновых угленосных формаций Львовско-Волинского и Люблинского бассейнов. Киев: Варта, 2007. 427 с.
2. Павлюк М. І., Побережський А. В., Бучинська І. В. Перспективи розвитку вуглевидобувного комплексу Львівсько-Волинського басейну (Любельське родовище). «Геологія горючих копалин: досягнення і перспективи»: матеріали Міжнародної наукової конференції. Київ, 2015. С. 61–65.
3. Костик І. О., Матрофайло М. М., Король М. Д., Шульга В. Ф. Перспективи промислової вугленосності глибоких горизонтів Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Стаття 3. Петрографічний склад, якість, запаси вугілля і ресурси метану серпуховського вугільного пласта v_6 . Геологія і геохімія горючих копалин, 2015. № 1–2 (166–167). С. 40–63.
4. Костик І. О., Бучинська І. В., Побережський А. В. Класифікація запасів вугілля Тяглівського і Любельського родовищ Південно-Західного вугленосного району Львівсько-Волинського басейну за основними природними показниками. Геологічний журнал, 2021. № 1 (374). С. 53–69.
5. Костик І. О., Матрофайло М. М., Король М. Д. Перспективи сучасної природної газоносності вугільних пластів глибоких горизонтів Львівсько-Волинського басейну / І. О. Костик, // Геолог України, 2013. № 3 (43). С. 50–59.
6. Матрофайло М. М., І. В. Бучинська, А. В. Побережський. Походження і розподіл вуглеводневих газів у вугленосних відкладах Львівсько-Волинського басейну. Геологія і геохімія горючих копалин, 2017. №3–4 (172–173). С. 87–105.

УДК 55:504

ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕРОЗОДІЛУ ВОД У ВУГІЛЬНОМУ ПЛАСТІ I_3 ДП ВК «КРАСНОЛИМАНСЬКА»

Вергельська В.В.

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоecології та розвитку інфраструктури НАН України», Київ, vvika10@meta.ua

FEATURES OF WATER REDISTRIBUTION IN COAL LAYER I_3 SE CC «KRASNOLYMANSKA»

Vergelska V.V.

State institution «Scientific Center of Mining Geology, Geoecology and Infrastructure Development NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, vvika10@meta.ua

The aquifers of the coal-bearing areas of Donbass represent, in most cases, a system of complex basins of fractured waters, which complicate mining in the workings. Aquifers are associated with sandstones, limestones, and, less frequently, siltstones. Aquifers of the Krasnoarmeysky coal-mining district of the Donetsk basin. A complex research method was applied, which included the collection, analysis and generalization of materials of geological survey of coal massifs and mine waters of the Krasnoarmeysk geological-industrial district.

Мінливість геологічної і гідрогеологічної обстановки, клімату й інтенсивності водообміну визначають різниці в хімічному складі підземних вод,

що формуються в кам'яновугільних відкладах на різних глибинах в різних районах Донбасу. Фільтраційні властивості кам'яновугільних порід змінюються дуже істотно навіть на незначних віддальх в залежності від тріщинуватості порід. За рахунок водоносного горизонту полтавських відкладів відбувається поповнення та регулювання запасів підземних вод у кам'яновугільні відклади. Внаслідок цього шахти Красноармійського району, обводнені знано більше ніж шахти інших районів Складчастого Донбасу.

Загальною рисою, властивою підземним водам всіх районів, є збільшення з глибиною мінералізації, вмісту Cl^+ , Na^+ при одночасному зменшенні вмісту Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} та HCO_3^- , що переважають у зоні аерації [1].

Проведено порівняння хімічних показників від ґрунтових (безнапірні підземні води) до глибини 900 м (кам'янська світа, вугільний пласт k_5), для встановлення еколого-гідрогеологічних умов на різних рівнях ДП ВК «Краснолиманська» [2].

При проведенні порівняння чітко простежується збагачення поверхневих вод та вод шахти «Піонер» Ca^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} та вказує на неможливість їх використання як питної води, відповідно до нормативних вимог. Мінералізація вказує на можливість їх подальшого дослідження як мінеральних вод. Для вод досліджених у вугільних виробках на різних гіпсометричних рівнях є характерним їх значна мінералізація та неможливість їх використання, як технічних вод, без попереднього очищення. Встановлена особливість мінералізації пов'язана із тектонічними порушеннями у вуглепородному масиві. При чому кожен компонент має свої особливості. Порівнюючи особливості хімічного складу вод різних горизонтів ДП ВК «Краснолиманська», води які скидаються у водовідстійники та у колодязях Красноармійського району [1, 2].

Варто зазначити, що шахтні води мають більшу мінералізацію ніж поверхневі (води колодязів). З глибиною мінералізація шахтних вод ДП ВК «Краснолиманська» зростає з 1371,6 до 25443,5 мг/дм³, хоча показники води з шахти «Родинська», з того ж горизонту, значно нижчі (2997,4 мг дм³). Значної мінералізації вод пласта m_4^2 не спостерігається, на відміну пласта l_3 , а мінералізація вод вугільного пласта k_5 значно менше, оскільки він не розташований у заскидовій зоні ДП ВК «Краснолиманська».

Усі води досліджені на ДП ВК «Краснолиманська» є агресивними до залізних та залізобетонних споруд за рахунок вмісту в них SO_4^{2-} , HCO_3^- та NH_4^+ , що підтверджено дослідженнями.

На моделях представлені особливості поширення окремих елементів та хімічних розчинів, встановлено їх закономірності поширення.

При побудові моделей окремих елементів та хімічних сполук шахтних вод було встановлено, що їх поширення контролюється тектонічними порушеннями. Найбільш небезпечними для навколишнього середовища є ділянка зі сповільненою міграцією вод приуроченої до опіряючих порушень регіональних розломів.

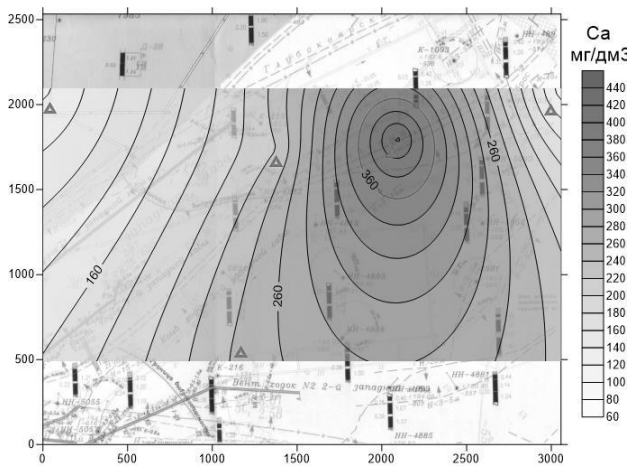


Рисунок 1 - Зміна хімічного елементу Ca на рівні заскидової зони пласта l_3

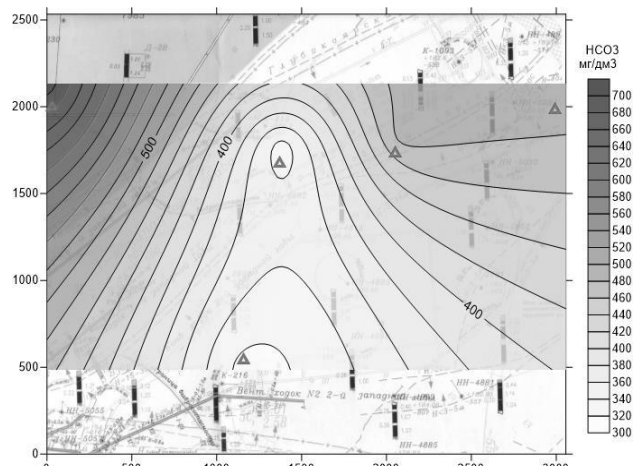


Рисунок 2 - Зміна хімічної сполуки HCO_3 на рівні заскидової зони пласта l_3

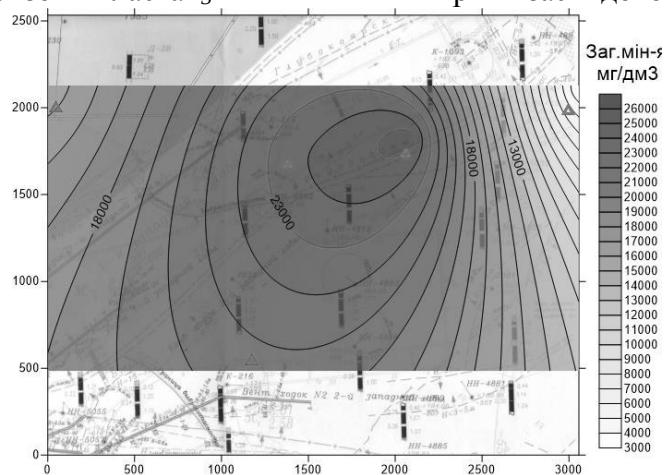


Рисунок 3 - Зміна загальної мінералізації на рівні заскидової зони пласта l_3

За хімічними характеристиками досліджених вод вугільного пласта l_3 встановлено небезпечні кількості радіонукліду Cl , у скидовій воді яку без попереднього очищення вивели на поверхню. Накопичення даного елементу негативно впливає на навколишнє середовище.

За загальною мінералізацією та співвідношенням катіонів й аніонів шахтні води заскидової ділянки вугільного пласта l_3 є агресивними до залізних та залізобетонних конструкцій у вугільних виробках, що ускладнює відпрацювання вугільних пластів. Наявність вод із вмістом нафтопродуктів та вод з підвищеною температурою, вказує на зони розвантаження, які відбуваються вздовж регіональних розломів.

Висновок: Згідно виконаних моделей для вугільного пласта l_3 встановлені ділянки максимально небезпечних еколого-гідрогеологічних умов шахтних вод, які контролюються зоною відносно мінімальної тектонічної порушеності масиву зі сповільненою міграцією.

Література

1. Вергельська Н.В., Вергельська В.В., Соболев М.Ю. Гідрогеологічні особливості Красноармійського вуглепромислового району Донецького басейну // Матеріали

науково-практичної конференції «Проблеми гідрогеології на сучасному етапі» пам'яті І.К. Решетова, 05-06 листопада 2014, м. Харків. С. 15–16.

2. *Лівенцева Г.А., Вергельська В.В., Мельник В.В.* Еколого-гідрогеологічні виклики вугледобувних регіонів України // *Тектоніка і стратиграфія*, 2019. С. 133-140.

УДК 553.981.4:622.279(477.6)

ФОРМУВАННЯ ГАЗОНАСИЧЕНИХ ДІЛЯНОК У ВУГЛЕПОРОДНИХ МАСИВАХ ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ

Вергельська Н.В.

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоecології та розвитку інфраструктури НАН України», м. Київ, vnata09@meta.ua

FORMATION OF GAS-SATURATED AREAS IN THE COAL-ROCK MASSES OF THE DONETS BASIN

Vergelska N.V.

State institution «Scientific Center of Mining Geology, Geoecology and Infrastructure Development NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, vnata09@meta.ua

During the formation of coal seams and their host rocks and in the post-formation period, they were exposed to tectonic-magmatic (tectonic) activation. As a result of such rearrangements, the zones and the amount of hydrocarbons in the formed coal-rock massif changed. The process of coalification is accompanied by the release of large amounts of gases and their sorption. Systematization of basic data on natural gases is due to the need to identify factors that affect the spatial distribution of gases, the conditions of their migration, the formation of clusters.

Освоєння родовищ метану вугленосних відкладів Донбасу продовжує етап комплексного усестороннього вивчення геології цього регіону, яке спрямоване на створення наукової основи комплексного раціонального використання його надр із збереженням і покращенням довкілля.

На основі аналізу та типізації гірничо-геологічних умов вугільних басейнів і родовищ, встановлено, що основними геологічними чинниками, що впливають на метановосність вугільних пластів, розподіл ресурсів метану і перспективність їх вилучення, є: тектоніка, тип фундаменту та його вугленасиченість, глибина залягання вугільних пластів, магматична діяльність, потужність і літологічний склад покривних відкладів, тип і ступінь метаморфізму вугілля.

В період формування вугільних пластів і вміщуючих їх порід та в постформаційний період вони піддавалися впливу тектоно-магматичної (тектонічної) активізації. Внаслідок таких перебудов, у сформованому вуглепородному масиві відбувалася зміна зон та кількості вмісту вуглеводнів. Процес вуглефікації супроводжується як виділенням великої кількості газів так і їх сорбції. Систематизація основних даних про природні гази зумовлена

необхідністю виявлення факторів які впливають на їх просторове розміщення, умови міграції, формування скупчень. Поділ природних газів на генетичні групи носить відносно умовний характер внаслідок їх міграції. Враховуючи походження є можливість визначення у вугільних басейнах газів різного генезису, як за даними газової хроматографії так і ізотопії [1, 2, 6].

Найбільш поширені гази у вугільних басейнах: метан, бутан, пропан, ненасичені та важкі вуглеводні, вуглекислий газ, азот, водень, гелій, аргон, неон, криптон і ксенон. При дослідженні залишкової газової складової у вугільних пластах встановлено: при наближенні до зон розломів у пробах зростає об'ємна кількість газу та збільшується кількість визначених газів [3].

Відпрацьований простір діючих шахт є новим техногенним колектором придатним для накопичення газоподібних вуглеводнів. На активні процеси міграції газів у відпрацьованому просторі вказують показники залишкової газової складової представлені гелієм, воднем та вуглеводневими газами.

Кількість газу у відпрацьованому просторі, як і у непорушеному гірничими виробками масиві, корелюються із порушеннями вуглепородного масиву – у зонах порушень кількість газу збільшується, що зазвичай простежується поступовими змінами на відстані починаючи з 350–300 м.

Нафтопрояви у вугіллі пов'язані із тектонічно-порушеними геодинамічно активними зонами якими відбувається міграція воднево-вуглеводневих флюїдів, які збагачують вуглепородні масиви, чи використовують їх як колектори. При зміні термодинамічних умов рух флюїдів зменшує свою активність і при порушенні утвореної рівноваги ми можемо спостерігати нафтопрояви у вугільних виробках шахт Донбасу та інших вугільних басейнах світу [1, 4].

Умови насичення вуглепородного масиву Донбасу нижчими насиченими (C_2 – C_3) та ненасиченими вуглеводнями визначаються величиною періодів збільшення чи зменшення пропускної здатності тектонічних розривних порушень з часом надходження до них вуглеводнів [2].

Зміни якісних показників газової суміші підтверджують наявність сучасного підтоку у вугільні пласти з глибших. Результат визначених газів вказує на можливість впливу воднево-вуглеводневого підтоку на перетворення та накопичення органічної речовини в сучасних умовах, що підтверджено і дослідженнями М.Л. Лівенштейна та Б.Й. Маєвського [4, 5].

Висновок. Сучасний газовий підтік встановлений у діючих і відпрацьованих виробках вугільних шахт Донбасу. Кількісні та якісні показники газу у вуглепородних масивах дають можливість розглядати їх не тільки як вугільні, а швидше за все, як вуглегазові формації з характерними для них особливостями утворення, міграції та накопичення, зумовлене процесами геологічного розвитку і сучасною структурно-тектонічною будовою. Не виключено, що саме тектоно-магматичні (плутонічні) процеси (під час яких виділяються гази) дали можливість перетворення, накопичення а, згодом, поховання органічної речовини, яка збагачувалася газовими еманаціями в усі наступні тектоно-магматичні активізації. Активні процеси сучасного підтікання

пов'язані з тектонічними порушеннями у вуглепородних масивах, якими відбувається міграція, дегазація і накопичення в пастках вуглеводнів.

Література:

1. *Бондарь А.Д.* Изотопы углерода в геохимии горючих ископаемых. – Харьков: ТО Эксклюзив, 2004. – 92 с.
2. *Вергельская Н.В.* Особенности перераспределения газа в углепородных массивах Донбасса // *Evolutio. Естественные науки.* – 2016. – № 2. – С. 45–54.
3. *Вергельська Н.В.* Газоносність відпрацьованого простору діючих шахт Донбасу // *Тектоніка і стратиграфія.* 2012. Вип. 3. С. 30–33.
4. *Вергельська Н.В.* Структурно-тектонічні особливості формування покладів газу у вуглепородних масивах Донбасу // *Нафтогазова галузь України.* 2015. № 2. С. 26–29.
5. *Левенштейн М.Л.* Основные проблемы регионального метаморфизма углей / *Геология угольных м-ний.* Изд-во: Наука, 1969. Т.1. С 113 – 123.
6. *Рекомендації для закладання пошукових та експериментальних свердловин в межах відпрацьованих ділянок шахтного поля / П.Ф. Гожик, М.І. Євдошук, Н.В. Вергельська. А.С. на науковий твір № 55789 Державна служба інтелектуальної власності України, від 28.07.2014 – 25 с.*

УДК 553:622

**ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ КРИТЕРІЇ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ
ЛЬВІВСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПРОГИНУ**

Гарасимчук В.Ю., Медвідь Г.Б., Кость М.В., Телегуз О.В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів, Україна,
igggk@mail.lviv.ua

**HYDROGEOLOGICAL CRITERIA OF OIL-GAS-BEARING OF THE LVIV
PALEOZOIC FOREDEEP**

Harasymchuk, V.Yu., Medvid, H.B., Kost, M.V, Teleguz, O.V.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine, igggk@mail.lviv.ua

The results of paleohydrogeological reconstructions of sedimentary strata of Lviv Paleozoic Foredeep allowed to outline the zones of paleopyezominimums, which under favorable structural-tectonic, lithological-facial and hydrogeochemical conditions can become zones of gas deposits formation. The method of barosmotic analysis of hydrogeological conditions established time intervals, mechanisms of formation and preservation of gas fields. Increased values of hydrogeobarical tension, the presence of a dense network of tectonic faults and existence of gas fields within the north-western part of Lviv Paleozoic Foredeep, define it as the most promising in terms of oil-gas-bearingness.

Львівський палеозойський прогин (ЛПП) є частиною крупної геоструктурної одиниці – Волино-Подільської плити, яка знаходиться між Українським щитом і Передкарпатським прогином. У прогині виділяють

Зовнішню зону, яка сформована рифей-середньодевонськими слабкодислокованими відкладами Східноєвропейської платформи та Внутрішню – дислокованими рифей-середньодевонськими утвореннями Західноєвропейської платформи [1].

У геологічній будові території беруть участь осадові утворення верхнього протерозою (рифей, венд), палеозою (кембрій, ордовик, силур, девон, карбон), мезозою (юра, крейда) та кайнозою (неоген). Вони залягають на архей-протерозойському кристалічному фундаменті [2].

Територія ЛПП залишається перспективною для відкриття невеликих та середніх родовищ газу та нафти у відкладах кембрію, силуру та девону. Тут поки що відкрито два газові родовища: Великомоствівське (1964 р.) і Локачівське (1979 р.), газонасність яких пов'язана з відкладами середнього і верхньої частини нижнього девону [3]. Також виявлено газопрояви: верхній протерозой – свердловина 1-Перемишляни (інтервал 4097–4109 м); кембрій – Літовеж, Великі Мости, Новий Витків, Олесько, Балучин, 1-Перемишляни (інтервал 3475–3545 м) Бучач, Володимир-Волинський; силур – Великі Мости, Балучин, Бучач Літовеж, Луцьк; девон – Літовеж, Олесько, Нестерів, Балучин тощо.

За час, що минув від періоду вивчення регіону, у межах перспективних земель проведені численні пошукові сейсмічні дослідження, пробурено нові свердловини, значною мірою змінилися погляди на будову і нафтогазонасність раніше розбурених площ і родовищ, виявлені нові розривні порушення в розрізах девону, опошуквані Забір'ївська, Дібровська, Нововолинська, Підберезівська, Східноволодимирівська, Цебрівська структури (усі з від'ємними результатами). Все це вимагає перегляду попередніх матеріалів досліджень із застосуванням комплексу сучасних методик і обґрунтування на їхній основі механізмів формування вуглеводневих скупчень та виокремлення перспективних ділянок для прогнозно-оціночних робіт як регіонального, так і локального рівнів.

З метою оцінки перспектив нафтогазонасності ЛПП та виокремлення гідрогеологічних критеріїв застосований комплекс гідрогеологічних (палеогідрогеологічний, гідрогеохімічний, бароосмотичний і гідрогеобаричний) методів аналізу.

Палеогідродинамічні реконструкції кембрійського водоносного горизонту дали можливість окреслити зони палеоп'єзомінімумів, які за сприятливих структурно-тектонічних, літолого-фаціальних та гідрогеохімічних умов могли стати зонами формування газових покладів. У межах Зовнішньої зони ЛПП – це дві ділянки у північній частині регіону: одна приурочена до площі Радовичі-Овадно, інша – на південний схід від Локачів – від Воютина через Горохів до Підбереззя. Третя ділянка знаходиться на південному сході прогину в районі Бережан–Хмелівки–Бучача. У Внутрішній зоні ЛПП обидві ділянки палеоп'єзомінімумів приурочені до її центральної частини по обидва боки від площі Глиняни.

Сукупність газогідрогеохімічних ознак засвідчує, що Локачинське газове родовище суттєво відрізняється від газових родовищ Передкарпатського прогину, які мають набагато коротшу геологічну історію. Основні відмінності пов'язані саме із пізньопалеозойським часом утворення Локачинського родовища. Фактор часу зумовив на родовищі велику роздрібненість водоносних горизонтів на окремі закриті резервуари з дуже малими водопріпливами, сильно ускладнив бароосмотичні профілі для багатьох свердловин і законсервував їх на окремих етапах формування, спричинив появу непроникного для вод і газів геологічного бар'єру між покладами III і IV та зони оберненої газохімічної зональності в покладах I–III і IV–VII. При цьому води мають, як правило, набагато менші відхилення від стану бароосмотичної рівноваги ($\delta = 20\text{--}40\%$). Особливо помітне на родовищі сильне зростання ролі дифузійного розсіювання газів із верхніх покладів.

Існування газових родовищ у Львівському палеозойському прогині залежить не стільки від інтенсивності генерації газів на великих глибинах, скільки від герметичності пасток нафти і газу та пояснює, чому більшість перспективних структур на території ЛПП з явними ознаками газо- і нафтоносності виявилися порожніми. Збереженню Великомоствіського родовища сприяло його піднасувне положення, а Локачинського – сильні екрануючі властивості девонських глин, цементация яких відбулася вже на ранніх етапах існування родовища. Одним із факторів прискореної цементации послужила активна сульфатредукція, яка призвела до появи у водах надлишку йонів Ca^{2+} та формування лужного середовища ($\text{pH} > 7$).

Гідрогеобарична напруженість верхньопротерозойського, кембрійського та нижньодевонського водоносних комплексів ЛПП, досліджена на основі коефіцієнта гідростатичності, спрямована з північного заходу на південний схід та південний захід. Підвищена гідрогеобарична напруженість північно-західної частини ЛПП викликана епігенетичними чинниками, основним серед яких, є конвективний тепломасоперенос флюїдів із нижніх горизонтів у верхні вздовж диз'юнктивних порушень.

Гідрогеобаричні поля верхньопротерозойського, кембрійського та нижньодевонського водоносних комплексів ЛПП характеризуються зменшенням значень приведених пластових тисків від його центральної найбільш зануреної частини до периферійних припіднятих ділянок. Тектонічні, палеогідрогеологічні, літологічні та ємнісно-фільтраційні особливості зумовили формування у межах цих комплексів елізійної (постелізійної) водонапірної системи, найбільш сприятливої для формування і збереження вуглеводневих скопчень.

У середньо- та верхньодевонському водоносних комплексах гідрогеобаричне напруження спрямоване від периферії до його центральної частини. Периферійні частини прогину у місцях неглибокого залягання цих комплексів, характеризуються ознаками інфільтраційної водонапірної системи.

Підвищені значення гідрогеобаричної напруженості, наявність густої мережі диз'юнктивних порушень та поширення у межах північно-західної

частини ЛПП газів родовищ, визначають її як найбільш перспективну у плані нафтогазоносності.

Гідрогеобаричні критерії наявності газових покладів чітко проявляються на прикладі Великомоствського родовища, де склепінна частина антикліналі характеризується гідроп'єзомінімумом. Гідрогеобарична напруженість спрямована з боку тектонічного порушення і, очевидно, відображає механізм проникнення флюїдів із нижніх горизонтів.

Література:

1. *Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ, 2001. 144 с.
2. Доленко Г. Н., Ризун Б. П., Сеньковский Ю. Н. и др. Геология и нефтегазоносность Волино-Подольской плиты. Киев: Наукова думка, 1980. 106 с.
3. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. 4. Західний нафтогазоносний регіон / Під ред. М. М. Іванюти. Львів: Центр Європи, 1998. 328 с.

УДК 553.81.041

ВИКОРИСТАННЯ В УКРАЇНІ КРИТЕРІЇВ І МЕТОДИКИ ПОШУКІВ РОДОВИЩ АЛМАЗІВ, ЩО НАПРАЦЬОВАНІ В АЛМАЗОНОСНИХ ПРОВІНЦІЯХ СВІТУ

Гейко Ю.В., Безвинний В.П.

Державне підприємство «Українська геологічна компанія», м. Київ, Україна,
geykoyv@ukr.net

USE OF CRITERIA AND METHODS OF SEARCH FOR DIAMOND DEPOSITS IN UKRAINE, DEVELOPED IN DIAMOND PROVINCES OF THE WORLD

Heiko Yu. V., Bezvynnyi V.P.

State Enterprise «Ukrainian Geological Company», Kyiv, Ukraine, geykoyv@ukr.net

The information on the placement of diamond deposits within the framework of ancient platforms, history and methods of searching for diamonds in different countries of the world is given in comparison with those in Ukraine during the last 50 years. Currently, kimberlites are known on all continents within platforms (cratons) with a crystalline basement of the Early Precambrian age. They are the nuclei of the continents, occupy large parts of their area and are composed of a typical continental crust with a thickness of 35-45 km. The lithosphere within them reaches a capacity of 150-200 km, and according to some data - up to 400 km. Within the platforms, diamond deposits in kimberlites are found both within shields (Canada, Brazil, West and South Africa, India, China) and slabs with a strong sedimentary cover, which, in addition to sedimentary formations, may include ladder covers (Yakutia, Arkhangelsk diamond-bearing provinces, etc.). Kimberlites have different ages - from 70 to 1200 million years and, although the most productive era of kimberlite magmatism is considered to be the Middle Paleozoic, industrial diamond-bearing tubes are both older and younger.

Протягом більшої половини 20-го століття переважна кількість алмазів надходила з кімберлітових трубок і алювіальних відкладів південної та західної частини Африки з незначним внеском алювіальних алмазів з інших країн, головним чином Південної Америки. На даний час кімберліти відомі на усіх континентах в межах платформ (кратонів) з кристалічним фундаментом ранньодокембрійського віку. Вони являють собою ядра материків, займають великі частини їх площі та складені типовою континентальною корою потужністю 35–45 км. Літосфера в їх межах досягає потужності 150–200 км, а за деякими даними – до 400 км. В межах платформ родовища алмазів у кімберлітах виявлені як у межах щитів (Канада, Бразилія, Західна та Південна Африка, Індія, Китай), так і плит з потужним осадовим чохлам, до складу якого, крім осадових формацій, можуть входити покриви трапів (Якутська, Архангельська алмазоносні провінції тощо). Кімберліти мають різний вік – від 70 до 1200 млн. років і, хоча, найпродуктивнішою епохою кімберлітового магматизму вважається середньопалеозойська, промислово-алмазоносні трубки є й як більш давні, так і більш молоді.

У 1979 р. відкриті родовища алмазів у лампроїтах. Лампроїти зустрічаються як на платформах, так і у складчастих поясах, але промислові родовища алмазів у лампроїтах відомі тільки у Західній Австралії – це трубки Аргайл та Еллендейл.

Довгий час пошукові ознаки на виявлення корінних родовищ алмазів не вдавалося встановити. У 1953 р в басейні р. Далдин (Якутія) була виявлена шліхомінералогічна асоціація своєрідних піропів та ільменітів. Порівняння її з піропами і ільменітами кімберлітів Південної Африки показало їх повну тотожність. Відразу постало питання про пошуки в цьому районі корінного джерела піропу і ільменіту, який можливо був би і корінним джерелом алмазів. В результаті було виявлене перше корінне родовище алмазів – кімберлітова трубка «Зірниця» і тим самим доведений генетичний зв'язок цих мінералів. З того часу шліхомінералогічний метод пошуків у осадових відкладах мінералів-супутників стає найважливішим у світової практиці для оцінки перспективності територій на алмази. У процесі вивчення мінералів-включень в алмазоносних кімберлітах в різних провінціях світу, до піропу та ільменіту додалися хромшпінелід, хромдіюксид, форстерит, і всі вони отримали назву індикаторних мінералів кімберлітів.

Алмазоносні олівінові лампроїти у Західній Австралії також були виявлені саме за допомогою шліхомінералогічного методу з відбором та обробкою проб вагою від 40 кг до декількох тон.

У Канаді в 1980-х роках застосування вдосконалених аерогеофізичних, зокрема магнітно-резонансних, досліджень з наступним бурінням аномалій і набуті геологічні знання про льодовикові відклади в поєднанні з відбором проб на мінерали-індикатори алмазів привели до значних відкриттів. Дані за 2000 і 2001 роки показують, що в середньому на пошуки алмазів щорічно витрачається 98 млн. дол. США (Природні ресурси Канади, 2000, 2002).

Завдяки цьому Канада стає сьомим виробником алмазної сировини у світі за вагою і п'ятим за величиною видобутих алмазів [1].

Територія Українського щита та його північно-західного та західного схилів є частиною Східноєвропейського алмазозного регіону, який має у своєму складі Архангельську провінцію.

В Україні пошуки алмазів почалися у 1951–1955 рр. та виконувалися Центральною експедицією 3-го Головного геологічного управління МГ СРСР. Період з 1956 до 1974 рр. характеризується широким застосуванням піропкової зйомки в якості основного методу оцінки перспективності площ, а також флотаційного методу збагачення шліхів і пінної сепарації для вилучення дрібних алмазів, що дозволило виявити численні дрібні кристали алмазу в неогенових титан-цирконієвих розсипах України. Було встановлено поширеність піропів як по території України, так і по стратиграфічному розрізу осадового чохла, починаючи з рифею до четвертинних відкладів.

У 1974–1990 рр. головними методами пошуків стають аеро- і наземна магніторозвідка в комплексі з гравірозвідкою та бурінням інтерпретаційних свердловин на виявлених локальних аномаліях «трубкового» типу і шліхове опробування осадового чохла. Проводиться поглиблене вивчення складу і властивостей мінералів-індикаторів алмазу – піропів, хромшпинелідів, пікроільменітів та ін. При прогнозуванні використовуються аерокосмогеологічні і петрологічні методи досліджень. В північно-західній частині УЩ найважливішою знахідкою є виявлення у конгломератах і пісковиках Білокоровицької западини близько 100 кристалів алмазу. Більша частина їх має розміри менше 1 мм, але є декілька кристалів розміром 2–3,5 мм. Всі виявлені алмази мають кімберлітовий (або лампроїтовий) генезис. В межах північної частини Приазовського мегаблоку при вивченні перспективних геофізичних аномалій в межах ореолів розсіювання піропів і хромшпинелідів у 1990 р. були виявлені кімберлітові трубки Надія і Південна [2].

З 1991 року роботи з пошуків корінних джерел алмазів концентруються в межах перспективних площ: Кухотсько-Більської, Новоград-Волинської, Бердичівсько-Вінницької та Східно-Приазовської (північна частина). Методика робіт включає: шліхове та дрібнооб'ємне випробування базальних горизонтів чохла, деталізацію раніше виявлених ореолів індикаторних мінералів кімберлітів, детальну піропову зйомку перспективних ділянок, високоточну аеромагнітну зйомку масштабу 1:10000 та наземні геофізичні роботи масштабу 1:5000–1:1000 в межах перспективних ділянок або окремих аномалій, вивчення локальних аномалій бурінням вертикальних і похилих свердловин.

Результатом пошуків в північній частині Східного Приазов'я стало відкриття в 1993–1994 рр. трубки Новоласпинська і сполученої з нею дайки. У 1998 році на східному фланзі трубки Південна виявлена дайка кімберлітів. Дрібнооб'ємне випробування тіл кімберлітів дало негативний результат, тільки в трубці Надія виявлено 3 дрібних (0,2 мм) уламка алмазів. У 1995–1997 роках в межах Інгульського мегаблоку УЩ виявлені дайки кімберлітів потужністю від 0,8 до 18,2 м.

За період з 2000 по 2018 рр. пошуки алмазів в Україні за усіма діючими проектами були профінансовані всього на 5 148,4 доларів США. Тобто у середньому біля 270 тис. доларів США на рік, що у 360 разів менше, ніж у Канаді.

При цьому, необхідно враховувати деякі особливості геологічної будови УЩ стосовно застосування тих чи інших методів пошуків алмазів. Так, шліхомінералогічний метод виявлення індикаторних мінералів кімберлітів, як і на Канадському щиті, працює тільки на виокремлення окремих територій, розміри яких залежать від детальності опробування найдавніших колекторів можливого накопичення цих мінералів, тобто від ретельного вивчення речовинного складу базальних горизонтів відкладів осадового чохла, що потребує значних обсягів бурових робіт. Прямі пошуки по так званим піщано-гравійним «пасткам» у річковій мережі, які призвели до відкриття перших трубок Якутії та лампроїтів Австралії, в межах УЩ неможливі за відсутністю таких пасток у річках з повільною течією. Знайти колектор типу еркерів або морен на Канадському щиті теж не вдається. Тільки вивчення всього розрізу осадових відкладів буровими свердловинами та виявлення в тих чи інших стратиграфічних підрозділах значних концентрацій індикаторних мінералів з ознаками незначного переносу дозволяє максимально звузити площу пошуків.

Після вибору території пошуків за наявності ореолів та аномального вмісту індикаторних мінералів кімберлітів на ній необхідні геофізичні дослідження. Насамперед це аеромагнітна зйомка масштабу 1:10000 з наступним проведенням наземної високоточної магнітної зйомки для деталізації виявлених найбільш перспективних аномалій. В Канаді та Росії разом з аеро- та наземною магнітною зйомкою постійно виконується електророзвідка, в деяких випадках сейсморозвідка та гравірознавдя. Незважаючи на те, що практика використання геофізичних методів для пошуків родовищ алмазів наближається до піввікового ювілею та напевно тисячі алмазних родовищ у світі були виявлені за допомогою цих методів, вибір перспективних аномалій для подальшої деталізації та буріння є найскладнішим завданням. Результат залежить від обсягів буріння для вивчення різних типів аномалій та своєчасного проведення аналізу отриманих даних.

Багаті алмазовидобувні компанії в Канаді та Якутії практикують методи оглядових бурових робіт за різною мережею, в залежності від розмірів та складності геологічної будови площ дослідження. Наприклад, у середині 1990-х років при проведенні бурових робіт по мережі 20 км на 2 км була практично випадково відкрита перша трубка Накинського (або Середньо-Мархинського) кімберлітового поля в Якутії [3]. Друга кімберлітова трубка тут була виявлена недалеко від першої при завірці бурінням слабконтрастної магнітної аномалії. Ця аномалія, як з'ясувалося пізніше, була пов'язана не з кімберлітами, а з трапами, які їх вміщують. Тобто і в цьому випадку трубка була відкрита практично випадково. А от ще одна трубка виявлена у 1999 р. при бурінні по мережі 400х400 м навколо перших двох.

Таким чином, сьогодні можна стверджувати, що майже всі методи пошуків алмазів, які використовуються в світі, були задіяні в Україні, насамперед у північно-західній частині УЩ та його схилів, в межах перспективних площ, де з кінця 1990 років проводилися пошукові роботи на досить великій території. З точки зору світової практики обсяги цих робіт та асигнувань, які були на них витрачені, відповідають рекогносцирувальним дослідженням, які дозволяють звузити площі пошуків завдяки виділенню ділянок за комплексом ознак наявності корінних джерел алмазів, але не достатні для досягнення кінцевого результату – відкриття корінних родовищ алмазів.

Література:

1. *Kjarsgaard, B. A. and Levinson, A. A. Diamonds in Canada. Gems & gemology. Fall 2002. p. 208-238.*
2. *Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И., Металиди В.С., Павлюк В.Н., Приходько В.Л., Цымбал С.Н., Шимкив Л.М. Перспективы коренной алмазности Украины. – Киев-Львов: Изд-во “ЦентрЕвропы”, 2006 г. – 223 с.*
3. *Зинчук Н.Н. Пути повышения эффективности поисков алмазносных кимберлитов (на примере Сибирской платформы). Мінеральні ресурси України. 2015 №2 С. 30-37.*

УДК 551.781.3(553.98:551.351.2)

**ЛІТОФІЗИЧНА БУДОВА ТА ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНИХ ОБ’ЄКТІВ У
ВІДКЛАДАХ ПАЛЕОЦЕНУ ПІВНІЧНОГО БОРТА
ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГІНУ**

Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Баландюк Л.В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів,
Україна, vgnidets53@gmail.com, kosagri@ukr.net, lina.balandjuk@gmail.com

**LITHOPHYSICAL STRUCTURE AND FORECAST OF PROSPECTIVE
OBJECTS IN THE PALEOCENE DEPOSITS OF THE NORTHERN BOARD
OF THE BLACK SEA MEGADEPRESSION**

Hrigorchuk K.G., Hnidets V.P., Balandyuk L.V.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National
Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, vgnidets53@gmail.com, kosagri@ukr.net,
lina.balandjuk@gmail.com

Lateral lithological and facial variability of Paleocene deposits has been established. In the eastern and western parts of the section, limestone bioherm bodies are developed, in the central part - limestone-marl-clay formations of loops and inflow-outflow channels. A model of the lithophysical structure of Paleocene deposits according to the profile of wells Bezimenna-2 – Flangova-2 – Golitsyna-2 – Golitsyna-3 – Schmidta-6 has been created. On the basis of which four perspective objects (traps of arch, lithologically - and tectonically limited types) are localized.

Палеоценові відклади за величиною розвіданих запасів є основними серед осадових комплексів Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області. Поклади приурочені до горизонтів органогенних вапняків данського та зеландського ярусів, які перекриті мергельно-глинистими відкладами танетського ярусу. Складність будови карбонатних резервуарів, постійна мінливість в них колекторських властивостей актуалізує комплексні літологічні дослідження палеоценових нашарувань регіону. У роботі розглянуті палеоценові відклади північного схилу Причорноморського мегапрогину за перетином св. Безіменна-2–Флангова-2–Голіцина-2–Голіцина-3–Шмідта-6.

За особливостями розвитку вапняків, мергелів та аргілітів у відкладах палеоцену спостерігається доволі виразна просторово-вікова неоднорідність будови розрізу. Виділено три його типи: мергельний (св. Флангова-2), аргіліто-вапняково-мергельний (св. Голіцина-2) та мергельно-вапняковий (св. Голіцина-3, Шмідта-6, Безіменна-2). Найбільш своєрідною є структура розрізу св. Флангова-2, де на фоні домінування мергелів (67–68%) спостерігається його тонка шаруватість. Так, пачки мергелів потужністю 5–32 м розшаровані горизонтами аргілітів та вапняків товщиною 0,5–4 м.

Розріз св. Голіцина-2 за середнім вмістом літологічних відмін є перехідним між розрізами св. Флангова-2 та св. Голіцина-3. Втім, йому притаманні неоднорідність складу та структури. Так, відклади дату характеризуються домінуванням аргілітів, вміст яких у верхній його частині досягає 79–88%, що відображає трансгресивну природу осадонагромадження. Подібні особливості притаманні і відкладам зеландського ярусу. Літологічна будова танетських нашарувань в цілому є подібною до таких св. Флангова-2. Розрізи св. Голіцина-3 та св. Шмідта-6 характеризуються домінуванням вапняків, які доволі рівномірно поширені і формують потужні (до 30 м у св. 3) пачки. У св. 6 відклади є більш тонкошаруватими (товщина вапнякових пачок не перевищує 8 м). Крім того у цій свердловині нижня частина дату складена вапняково-мергельними породами. Карбонатні утворення, розкриті св. Безіменна-2, Голіцина-3 та Шмідта-6, розглядаємо як біогермні тіла. Ділянка св. Флангова-2 та Голіцина-2 складена міжбіогермними літогенетичними типами, які вірогідно представлені утвореннями шлейфів, припливно-відпливних каналів (згідно класифікації [1]).

Поширення горизонтів порід-колекторів різного типу та флюїдоупорів тісно пов'язане з певними літогенетичними типами карбонатних утворень [1, 2]. Ґрунтуючись на цій залежності побудована модель літофізичної структури відкладів палеоценового віку (Рисунок). При цьому слід зазначити, що уздовж усього профілю поширена флюїдоупорна пачка нижнього еоцену, потужність якої, за [3], досягає 200м, що відіграє важливу роль у формуванні резервуарів у палеоценових нашаруваннях.

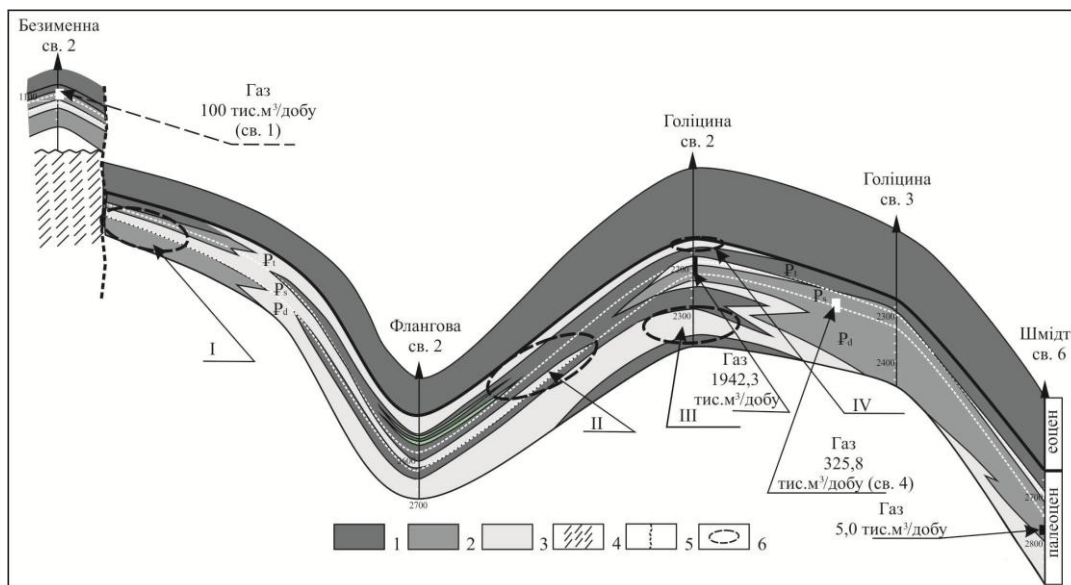


Рисунок – Модель розвитку порід-колекторів та флюїдоупорів у відкладах палеоцену.

1–флюїдоупори; породи-колектори: 2–порові, 3–тріщинні; 4–відклади нижньої крейди; 5–розлом; 6–перспективні об'єкти (I–IV)

Розвиток порових колекторів прогнозується у західній та східній частинах перетину. Найпотужніша їх пачка (близько 130 м) розкрита св. Голіцина-3. В напрямку площі Шмідта її товщина зменшується до 70–80 м. А вбік св. Голіцина-2 ця картина є ще більш виразною: товщина порових порід-колекторів не перевищує 30 м, вони виклинюються та частково заміщуються не тільки тріщинними колекторами, але і флюїдоупорними утвореннями.

В районі св. Голіцина-2 сформований склепінний резервуар, утворений пачками тріщинних та порових колекторів (зеландський ярус) загальною товщиною близько 80 м, які перекриті мергельно-глинистими утвореннями (близько 20–30 м) танетського віку. Власне з цієї частини розрізу (інт. 2183–2210 м) отримано приплив газу (1942,3 тис. м³/д).

У цій ділянці прогнозується ще декілька перспективні об'єкти. Перший – це припокрівельна пачка (близько 30 м) тріщинних колекторів, перекрита флюїдоупором нижнього еоцену. Другий – це середня частина данського ярусу, складена тріщинними колекторами (близько 80 м), перекрита флюїдоупором товщиною 40–50 м. Якщо припустити продуктивність останнього об'єкту, то перспективними можуть виявитися і потужні порові колектори, розкриті св. 3. На користь цього припущення свідчать значні припливи газу (325,8 тис. м³/д) у св. 4 (верхи данського–низи зеландського ярусів), яка розташована ~ у 5 км на північний захід від св. 3.

У західній частині перетину склепінний резервуар приурочений до Безіменної структури, де пачки колекторів перекриті флюїдоупорними відкладами верхів палеоцену-низів еоцену. У св. 1 з цього інтервалу (1072–1090 м) отримано приплив газу (100 тис. м³/д). У св. 2 відклади не випробовувалися. Враховуючи сприятливі структурні умови, а також частковий [4] розмив відкладів палеоцену, є підстави передбачати доволі високі колекторські

параметри порід завдяки впливу інфільтраційних розчинів, що істотно підвищує перспективи цих утворень.

Локалізовано дві ділянки розвитку неструктурних пасток вуглеводнів. Перша (літологічна) прогнозується між св. Флангова-2 та св. Голіцина-2, де виклинюються три горизонти тріщинних колекторів товщиною 10–20 м. Друга (тектонічно екранована) – розташована на схід від св. Безіменна-2, де три пачки порових та тріщинних колекторів загальною товщиною близько 100 м по розривному порушенні контактують з відкладами нижньої крейди, які, згідно [5], представлені аргілітовим літологічним комплексом.

Таким чином, в результаті проведених досліджень встановлена латеральна літологічна та фаціальна мінливість відкладів палеоцену. У східній та західній частинах дослідженої ділянки розвинені вапнякові біогермні тіла у центральній – вапняково-мергельно-глинисті утворення шлейфів та припливно-відпливних каналів. Створена модель літофізичної будови відкладів палеоцену за профілем св. Безіменна-2–Флангова-2–Голіцина-2–Голіцина-3–Шмідта-6. На основі чого локалізовано чотири перспективні об'єкти (пастки склепінного, літологічно та тектонічно обмеженого типів).

Література

1. *Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов* (ред. Н.К. Фортунатова) – М.: РЭФИА, 2000. – 239 с.
2. *Ильин В. Д., Фортунатова Н. К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов* – М.: Недра, 1988. – 201 с.
3. *Реввер В. Б. Літогенез еоценових відкладів Чорноморського сегменту океану Тетіс*. К.: Наукова думка. 2016. – 95 с.
4. *Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря*. /Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф. та ін. К.: ІГН. 2006. -171 с.
5. *Нафтогазоперспективні об'єкти України. Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області*. / Гнідець В.П, Григорчук К.Г., Захарчук С.М. та ін.. – Київ. ЕКМО. 2010. – 247 с.

УДК 552.5+551.7.022.4/.734.5 (477.74)

**ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ РЕЗЕРВУАРІВ ТА ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ У
ВІДКЛАДАХ СЕРЕДНЬОГО ДЕВОНУ СХІДНОСАРАТСЬКОГО
РОДОВИЩА НАФТИ.**

ПЕРЕДДОБРУДЗЬКИЙ ПРОГИН

Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Кошіль Л.Б., Яковенко М.Б.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів, Україна,
vgnidets53@gmail.com, kosagri@ukr.net, myroslavakoshil@ukr.net,
koshillesia@gmail.com

**FEATURES OF RESERVOIR AND RESERVOIR ROCKS DEVELOPMENT
IN THE MIDDLE DEVONIAN DEPOSITS OF THE EAST SARATA OIL
FIELD. PREDOBROGEAN DEPRESSION**

Hrigorchuk K.G., Hnidets V.P., Koshil L.B., Yakovenko M.B.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Lviv, vgnidets53@gmail.com, kosagri@ukr.net, myroslavakoshil@ukr.net,
koshillesia@gmail.com

The spatial and age variability of localization of hydrocarbon traps, the nature of distribution of reservoir rocks of different types in the Middle Devonian deposits of the East Sarata oil field has been established. Vault traps of productive horizons of Eifelian deposits tend to the area of well 1, Givetian – to the area of well 2. In the first case, the most promising horizons are e-2 and e-3, in the second – g-2–g-4. The development of lithological-type traps is predicted due to wedging or reduction of horizons in the direction of the structure arch.

У розрізі середнього девону Східносаратського родовища виділено 9 літоциклів, які розглядаємо як окремі продуктивні горизонти (ПГ). Останні складаються з двох частин. Нижня представлена карбонатними або теригенно-карбонатними породами, верхня – мергельно-ангідритовими.

Для визначення локалізації пасток побудовано схеми гіпсометрії підосви мергельно-ангідритових частин циклітів, які є основними флюїдоупорами. Для з'ясування внутрішньої структури резервуарів визначалася кількість та потужність пачок порід-колекторів (Рисунок). При цьому, карбонатні пачки розглядаються, згідно [1], як колектори порового типу, а теригенні (перешарування аргілітів з алевролітами та пісковиками), враховуючи дані [2, 3], як породи-колектори тріщинного типу.

У ПГ e-1 фіксується видовжена двосклепінна пастка північно-східного простягання. У св. 2 виділено чотири горизонти порових порід-колекторів сумарною потужністю 48 м та один – тріщинних (9 м). Максимального розвитку колектори набувають у св. 3, де поряд з чотирма пачками порових (сумарна товщина 46 м) розвинені чотири пачки тріщинних колекторів (35 м). У напрямку св. 1 як з боку св. 2, так і св. 3 більшість з цих пачок виклинюється. В цілому найсприятливіші умови для акумуляції вуглеводнів існували у ділянках св. 2 та св. 3 (склепінні пастки, значна потужність горизонтів порід-

колекторів). Крім того прогнозуються пастки, пов'язані з виклинюванням колекторських горизонтів від св. 4 та св. 5 в напрямку св.1.

У ПГ е-2 основний резервуар склепінного типу тяжіє до св. 2. Він складений двома пачками порових колекторів, верхня з яких досягає потужності 50 м, що різко зменшується в напрямку св. 1, а нижня (15 м) взагалі виклинюється. Останнє притаманне і карбонатній пачці, яка зафіксована у св. 3. У зв'язку з чим існує ймовірність існування пасток літологічного типу. Отже, основні перспективи пов'язані з районом св. 2 (склепінна пастка) та ділянкою між св. 4 та св. 1 (виклинювання колекторських пачок).

Морфоструктурні особливості **ПГ е-3** в цілому є подібними до попереднього. Він відрізняється наявністю, окрім порових, тріщинних порідколекторів, з максимальними потужностями у св. 1 та св. 3 (2 пачки сумарною товщиною 14–16 м). В останній свердловині значного розвитку набувають і колектори порового типу (29 м), які в цілому максимально поширені по периферії структури та виклинюються у напрямку склепіння (св. 1).

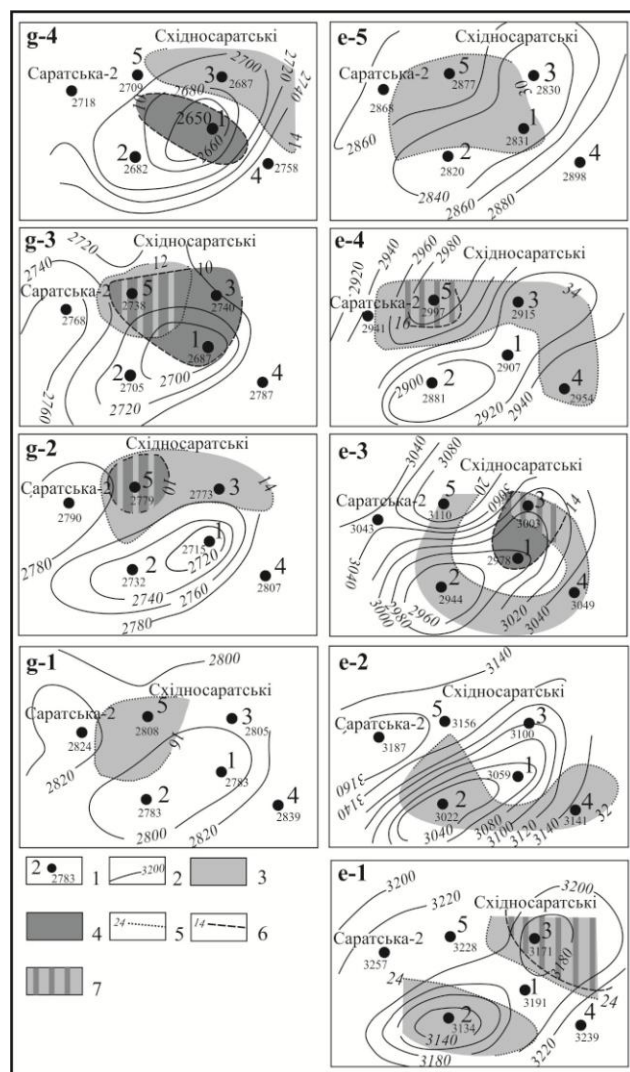


Рисунок – Гіпсометрія підосви ангідрито-мергельних пачок та характер розвитку порових та тріщинних порідколекторів у відкладах середнього девону Східносаратського родовища. 1–свердловина та глибина підосви, 2–ізогіпси; ділянки максимального розвитку колекторів: 3–порових, 4–тріщинних; ізоліти колекторів: 5–порових, 6–тріщинних, 7–ділянки суперпозиції порових та тріщинних колекторів

У ПГ е-4 склепінний резервуар спостерігається у ділянці св. 2 і простягається до св. 3 з суттєвим зменшенням висоти. У його структурі переважають порові колектори, лише у св. 5 фіксується дві пачки тріщинних відмін, які виклинюються вбік св. 1. Для цикліту характерний розвиток майже в межах усієї структури двох карбонатних пачок, максимальна (сумарна) товщина яких становить 55 м (св. 5) та 36 м (св. 3, 4) і зменшується

у південно-західному напрямку до 14 м у св. 2.

ПГ е-5 також характеризується наявністю склепінної пастки у районі св. 2 –св. 3). Втім, максимальний розвиток порових колекторів спостерігається у св. 5 (73 м).

У **ПГ g-1** склепіння резервуару тяжіє до св. 1 та св. 2. У розрізі розвинена пачка порових колекторів, максимальна товщина якої спостерігається у св. 5 (24 м). Вона істотно зменшується у св. 1 та св. 3 (4, 8 м).

У **ПГ g-2** склепіння резервуару тяжіє до св. 1 з видовженням у напрямку св. 2. В цілому у розрізі встановлено одна карбонатна пачка, товщина якої варіює від 16–17 м (св. 3, 5) до 7–9 м (св. 1, 4). У св. 5 та св. 1 розвинені також тріщинуваті породи-колектори (12 та 5 м, відповідно).

У **ПГ g-3** склепінна пастка відрізняється більшою висотою резервуару (особливо у районі св. 1). До того ж у даному ПГ окрім порових (максимальна товщина у св. 5) розвинені і тріщинні (св. 1, 3, 5) колектори.

У **ПГ g-4** максимальна висота склепінного резервуару тяжіє також до св. 1. Цей горизонт відрізняється значним розвитком тріщинних колекторів насамперед у св. 1, де їх товщина становить 18 м і поступово зменшується до 7–8 м (св. 4 та 5) та редукує в напрямку св. 3. Натомість в останній максимально поширені колектори порового типу (19 м).

В результаті проведених досліджень встановлено просторово-вікову мінливість локалізації пасток вуглеводнів, характеру поширення порід-колекторів різного типу у відкладах середнього девону. Так, склепінні пастки ПГ ейфельських відкладів тяжіють до ділянки св. 2, а живетських – св. 1. При цьому у першому випадку найбільш перспективними є горизонти е-2 та е-3, у другому – g-2–g-4. Часто потужніші пачки порід-колекторів розвинені поза межами склепіння, що спричинило формування пасток літологічного типу, зокрема у ПГ е-1 та е-2.

Література

1. Ильин В. Д., Фортунатова Н. К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов – М.: Недра, 1988. – 201 с.
2. Бортницкая В. М. Коллекторские свойства пород Долинского нефтяного месторождения. Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины. Труды УкрНИГРИ: Москва, 1963, вып. III, С. 369-374.
3. Лукин А. Е. Генетические типы трещиноватости пород глубокозалегающих нефтегазоносных комплексов. Геологічний журнал, 2003, 3, С. 9–25.

ДОЦІЛЬНІСТЬ КОМПЛЕКСНОЇ РОЗРОБКИ ФЛЮОРИТОВИХ РУД ПОДІЛЬСЬКОГО ПРИДНІСТРОВ'Я

Дмитренко К.Е., Попенко Т.А.

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, zhovinsky@ukr.net

RATIONALITY OF INTEGRATED DEVELOPMENT OF FLUORITE ORES OF PODIL'SK TRANSNISTRIA

Dmitrenko K.E., Popenko T.A.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, zhovinsky@ukr.net

Bakhtin fluorite deposit is analyzed – mineral composition of ores, area, depth of ore bodies. Attention is focused on the presence of non-metallic mineral deposits with estimated reserves – limestone, sandstone, loam, clay within Podolsk Transnistria. The data on possible capital investments in the development of the deposit are considered and it is found out that at complex (simultaneous) development of Bakhtin ore field (fluorite product and non-metallic minerals) the economic effect can make 35% of total investments (investments in housing, buildings, roads). and railway construction and land reclamation). The expediency of complex development of fluorite ores is available.

Незважаючи на потребу у флюоритовому концентраті численних галузей промисловості (оптика, металургія, тощо) України, цей мінерал на території країни не добувається. Концентрати імпортуються з Монголії, Китаю, Росії (Приморський край).

На території Подільського Придністров'я переважають флюорити двох типів: епігенетично-метасоматичного у пісковиках вендського часу і гідротермально-жильного типу. Рудовмісними флюоритонесними породами є пісковики венду та, частково – кристалічні породи архей-протерозойського фундаменту. Виокремлено більше 100 рудопроявів флюориту, що представляють пошуковий інтерес [1].

Найбільшим родовищем флюориту є Бахтинське, загальна площа контуру родовища сягає 10 км². Простягання рудних тіл становить від перших сотень метрів до 2,3 км [2] Глибина залягання рудних тіл коливається від 21,35 м до 115,15 м. Мінеральний склад руд – флюорит, кварц, польові шпати, кальцит, диккіт, акцесорні мінерали: пірит, гранат, ільменіт, апатит, циркон, монацит, турмалін, рутил, магнетит, глауконіт, халькопірит, галеніт, сфалерит.

Запаси флюориту на Бахтинському родовищі (бахтинське рудне поле) зосереджені в стратиформних рудних тілах, локалізованих в пісковиках ольчедаївської світи. Флюорит в продуктивному горизонті спостерігається як у вигляді вкрапленості, так і цементу. Вміст його в пісковиках змінюється від поодиноких зерен до 32 %. Запаси підраховані по категоріям C₁+C₂ дорівнюють 18,4 млн т. [2].

В той же час над рудопроявами флюориту (перші метри від поверхні) знаходяться родовища неметалічних корисних копалин (вапняку, пісковиків, суглинку, глин) з підрахованими запасами [1].

Грунтуючись на техніко-економічні показники промислового освоєння Бахтинського родовища флюориту розраховано, що за виробничою потужністю підприємства в 500 тис. т капітальні вкладення дорівнюють 90858,95 тис. дол. (строк окупності 12,7 років) [3]. Проаналізувавши дані щодо капітальних вкладень з'ясовано, що інвестиції в збагачувальну фабрику і рудник складають 58% від загальної суми, 34% - інвестиції у житлове будівництво, будівлі, шляхи та будівництво залізниці та 1% на рекультивацію земель (рисунк).

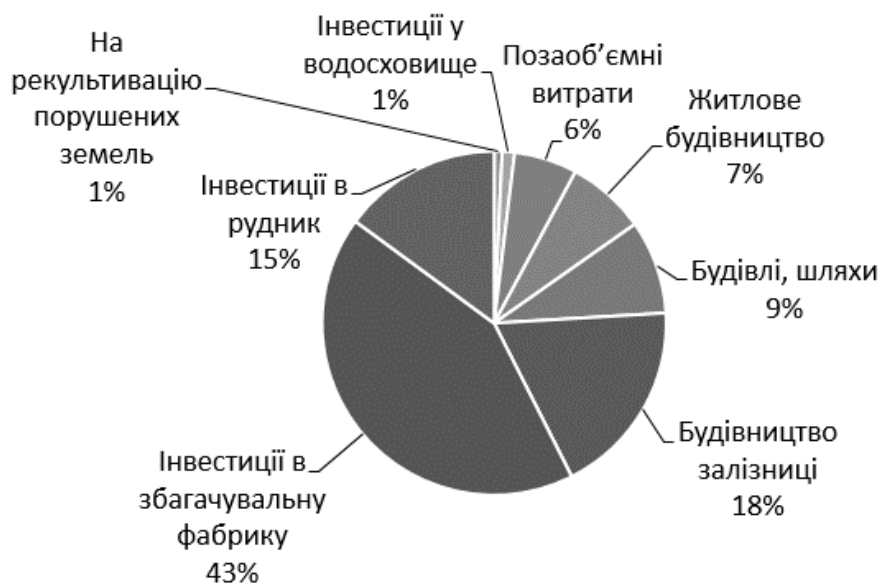


Рисунок – Схема відсоткового вмісту капітальних вкладень в промислове освоєння Бахтинського родовища флюориту

Тобто, при комплексном (одночасном) освоєнні бахтинського рудного поля (добуток флюориту та неметалевих корисних копалин) економічний ефект може скласти 35% від загальної суми капітоловкладень. Доцільність наявна.

В умовах невизначеності та необхідності виробничих інвестицій основним завданням підприємств є вибір оптимального варіанта інвестування. На сьогоднішній день кредитно-фінансові установи надають перевагу середньо- і довгостроковому кредитуванню проєктів, оскільки короткострокові кредити як найприбутковіші операції вже відживають.

Література

1. Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О. Подільська флюоритоносна зона (Середнє Придністров'я). Київ: Кравченко Я.О. 2020. 213 с.
2. Михайлов В.А., Курило М.М. Мінерально-сировинна база флюсової сировини України. Київ: Ніка-Центр. 2010. 198 с.
3. Техничко-економическое обоснование постоянных кондиций на руды Бахтинского месторождения флюорита. – Киев: Геотехнология, 1999. 245 с.

**ПІДВИЩЕННЯ ЯКОСТІ ПРОМИСЛОВИХ ЗАЛІЗОРУДНИХ
КОНЦЕНТРАТІВ ЗА РАХУНОК ВИКОРИСТАННЯ МАГНІТНОЇ
СЕПАРАЦІЇ, ЗАСНОВАНОЇ НА НОВИХ ПРИНЦИПАХ**

*Дудченко Н.О.¹, **Брик О.Б.¹**, Білоус О.І.², Калініченко А.М.¹, Антоненко Т.С.¹,
Бондаренко С.М.¹, Черевко Ю.І.¹, Овсієнко В.В.¹*

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, ndudchenko@nas.gov.ua

² FERREXPO, Київ, Україна, a.belous@ferrexpo.com

**INCREASING THE QUALITY OF INDUSTRIAL IRON ORE
CONCENTRATES BY USING MAGNETIC SEPARATION, BASED ON NEW
PRINCIPLES**

*Dudchenko N.O.¹, **Brik A.B.¹**, Bilous O.I.², Kalinichenko A.M.¹, Antonenko T.S.¹,
Bondarenko S.M.¹, Cherevko Yu.I.¹, Ovsienko V.V.¹*

¹М. П. Семененко Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, ndudchenko@nas.gov.ua

²FERREXPO, Kyiv, Ukraine, a.belous@ferrexpo.com

High-quality iron ore concentrates were created from the samples of industrial concentrates of Poltava Mining and Processing Plant with the help of the device for magnetic separation that operates using the combined impact of permanent and alternative magnetic fields. It was shown the saturation magnetization of samples after magnetic separation increased from 40 A·m²/kg to 80 A·m²/kg. The quantity of magnetite increases in concentrates after magnetic separation. The conclusion was made that the mineral composition of samples from various packs differ significantly, so the methods of concentrate production from these samples must vary.

Україна володіє великими запасами залізних руд (за підтвердженими запасами знаходиться на третьому місці в світі) [1]. Основним типом залізних руд, що залучають зараз для виробництва залізорудних концентратів, є магнетитові кварцити. Для їх збагачення використовують, переважно, метод магнітної сепарації. Але для деяких типів магнетитових кварцитів традиційний метод магнітної сепарації є недостатньо ефективним (отримують концентрати низької якості). Це пов'язано з фізико-хімічними особливостями руд, наявності в них домішок та їх зростків з магнетитом. Метою даної роботи було дослідити можливість створення високоякісних залізорудних концентратів, використовуючи магнітний сепаратор, що працює на нових принципах [2], на прикладі зразків промислових концентратів Полтавського гірничо-збагачувального комбінату (ГЗК).

Досліджувані зразки представлені двома концентратами (К2-2 та К2-5), які отримані після першої сухої магнітної сепарації. Результати дослідження концентратів комплексом фізико-хімічних методів показують наступне. Кількість магнетиту в концентратах помітно більша ніж кварцу, і суттєво відрізняється від його кількості у вихідних породах (дифрактограми концентратів наведені на Рис. 1).

Показано, що кількість домішкових шаруватих (талък, біотит, сепіоліт) і шарувато стрічкових мінералів (кумінгтоніт, рибекіт) помітно менша, як і кількість карбонатів (анкерит, сидерит) в порівнянні з вихідними породами.

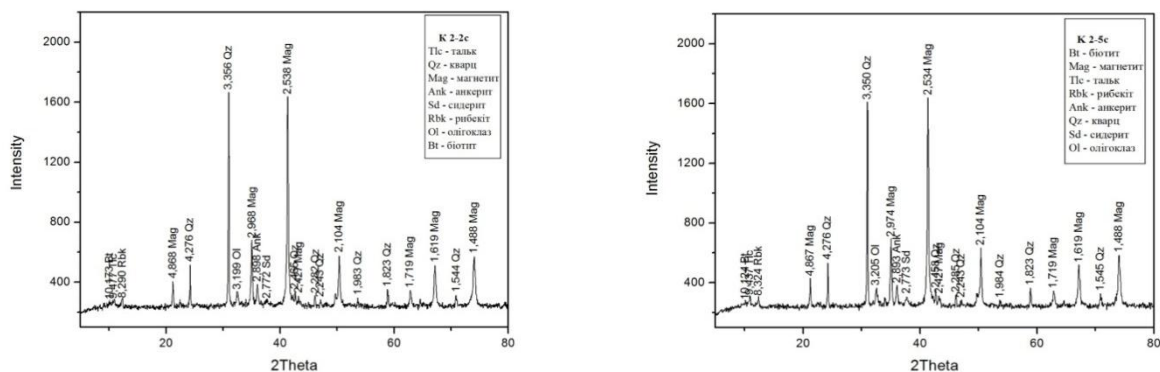


Рисунок 1 - Дифрактограми зразків K2-2 (ліворуч) та K2-5 (праворуч)

Характерним є те, що в концентратах не виявлено гематит, якого у вихідних породах було до 10% і більше. Пірит в незначних кількостях присутній у вихідних породах і приблизно в таких же кількостях залишається і в концентратах. Температури Кюрі обох концентратів практично співпадають з температурою кристалічного магнетиту (578 °C), що вказує на його високі магнітні характеристики. Намагніченість насичення обох концентратів була приблизно 40 А·м²/кг.

Створений в Інституті вдосконалений пристрій для магнітної сепарації (відносно пристрою, описаного в [2]) використали для додаткової сепарації зразків, в результаті чого для кожного зразку отримали концентрат (K2-2К, K2-5К) та хвіст (K2-2Х та K2-5Х). Отримані зразки досліджували за допомогою скануючого електронного мікроскопа JSM-6700F фірми JEOL (Японія), методів дифракції рентгенівських променів та магнітометрії. Електронні мікрофотографії концентратів K2-2К та K2-5К, отриманих за допомогою створеного пристрою, наведені на рис. 2.

Намагніченість насичення отриманих концентратів зростає до 80 А·м²/кг. Для зразку K2-2 характерні зростки магнетиту з кварцом. Причому, в зразку K2-2К міститься 91 – 95% магнетиту, 4 – 6% кварцу, 1 - 3% силікати. При цьому, 80% магнетиту знаходиться у «вільному» стані, а інші – у зростках з кварцом. В «хвості» цього концентрату (K2-2Х) магнетит складає біля 5 – 10, кварц 20 – 30, зростки силікатів і рудних мінералів 50 – 65 %.

Дещо інша закономірність спостерігається для зразку K2-5. В зразку K2-5К міститься 90 – 93% магнетиту, 5 - 8% кварцу і 2 – 3 % силікати (в основному амфіболи). При цьому, 30 - 40% магнетиту знаходиться у «вільному» стані, інше – у зростках-агрегатах з амфіболом. В зразку K2-5Х міститься 80 - 90% кварцу, інші, в основному, амфібол з включеннями магнетиту. Магнетит в цьому зразку складає 1 - 3%.

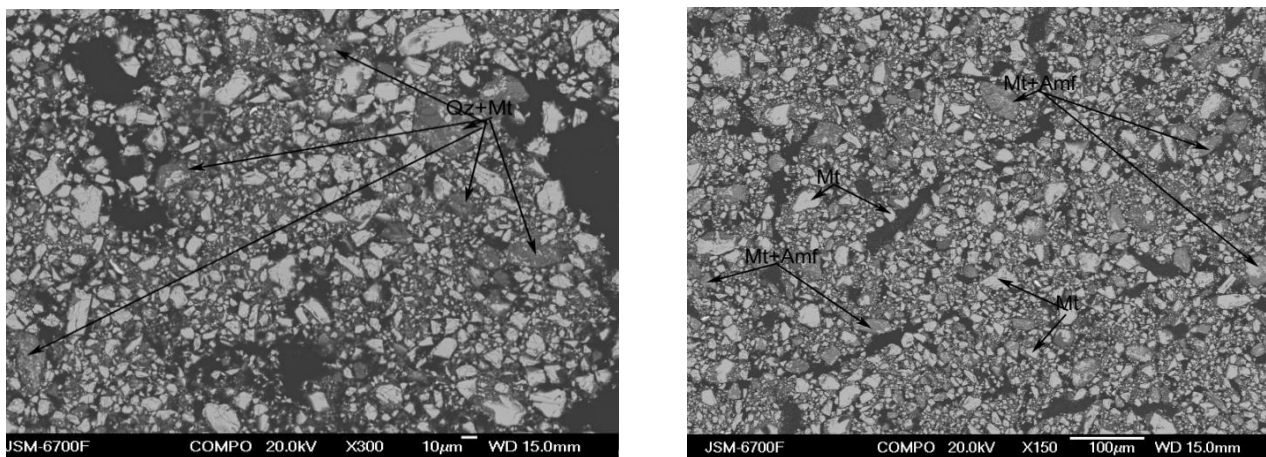


Рисунок 2 - Електронні знімки зразків K2-2К та K2-5К. Типові тісні зростки магнетиту (біле, Mt) та кварцу (сіре, Qz) (ліворуч) та магнетит (біле, Mt) - амфіболових (сіре, Amf) агрегатів (праворуч). Брикетований аншлиф. Практично чорне – монтажний цемент

З наведеного вище можна зробити висновок, що мінеральний склад та характер зростків зразків з пачок K2-2 та K2-5 суттєво відрізняються. Якщо підсумувати, в зразку K2-2 основними мінеральними фазами є магнетит, кварц та їх зростки (до 20% магнетиту в зростках). В зразку K2-5 основними мінеральними фазами є магнетит, кумінгтоніт та їх зростки (до 60 - 70% магнетиту в зростках). Отже, можна зробити висновок, що методи виробництва концентрату із пачок K2-2 та K2-5 повинні бути суттєво різними.

Література

1. Олійник Т.А. Перспективи розвитку технологій збагачення залізних руд // Збагачення корисних копалин, 2018. Т. 69, № 110. С. 32—44.
2. Брик О. Б., Пономаренко О. М., Величко Ю.В., Алексейцев Ю.О., Черевко Ю.І., Дудченко Н.О., Юшин О.О., Овсієнко В.В., Пономар В.П. Пристрій для сепарації вискодисперсної залізорудної сировини за допомогою комбінованого впливу постійних та змінних магнітних полів. Патент України на корисну модель № 114796, 2017.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ПОДІЛЬСЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ

Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О.

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м.Київ, Україна, nataliya.kryuchenko@gmail.com

MINERALS OF THE PODILSK TECTONIC ZONE

Zhovinsky E. Ya., Kryuchenko N.O.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, nataliya.kryuchenko@gmail.com

The presence of minerals in the Podolsk tectonic zone of Middle Transnistria was analyzed. According to mineralogical and geochemical data, the following types of ores have been identified: polymetallic-fluorite, rare-metal-fluorite and barite-fluorite. The analysis, systematization of deposits of non-metallic raw materials (clay, limestone, sand, sandstone, loam, phosphorite) is carried out. It is concluded that in the case of mining fluorite by mining, it is advisable to consider the simultaneous development of non-metallic minerals, which will be cost-effective.

Подільську тектонічну зону умовно можна вважати межею між Українським кристалічним щитом і його західним схилом. Тут виділяється ділянка певних ліній диз'юктивного порушення, які розглядаються як осьові частини комплексу пов'язаних між собою великих і дрібних розломів оперення [1]. Ці лінії мають як північно-західне, так і північно-східне простягання. Головні риси геологічної будови території зумовлені тим, що на кристалічному фундаменті, який занурений на великі глибини в південно-західному напрямку, залягає потужна товща вулканогенно-осадових та осадових утворень пізньопротерозойського і палеозойського віку.

Крім матеріалів свердловання та електрометрії, існування цих тектонічних ліній підтверджується широким розвитком катаклазу в кристалічних породах, аномальним вмістом рідкісних і розсіяних елементів як в породах, так і підземних водах, і головне — наявністю рудопроявів флюориту.

Територія Середнього Придністров'я центральної частини Подільської тектонічної зони характеризується значним розвитком рудопроявів флюориту, що стало основою для виділення її як Подільської флюоритоносної зони. Характерною рисою металогенії Подільської зони є наявність в утвореннях платформеного чохла сульфідів свинцю, цинку і заліза в асоціації з флюоритом і баритом, які приурочені до могилівської світи венду [1], а далі на північ переміщуються у відклади нижнього кембрію, верхнього ордовіку і силуру. Велика кількість проявів поліметалів і флюориту тяжіє до розломів і структурних вузлів, утворених схрещенням розривних порушень. Характерним для Подільської зони є розвиток порід трапової формації післяольодаївського часу. Давні осадові відклади, розвинуті в межах Подільської тектонічної зони, мають рудопрояви флюориту і свинцю, цинку, міді, ртуті й золота.

Дана територія стала однією з найперспективніших для розвитку мінерально-сировинної бази такої стратегічно важливої сировини як флюорит.

За результатами наших досліджень доведено [2], що основним фактором розташування рудопроявів флюориту є вузли перетину Немирівської та Куражинської розломних зон з Подільською тектонічною зоною. Саме до них приурочені найбільші прояви флюориту — Бахтинське родовище та рудопрояви: Новоселківський, Посуховський і Перекоринський. Надана класифікація рудопроявів за вмістом флюориту у руді: середні (CaF_2 35—50 %), рядові (CaF_2 20—35 %), бідні (CaF_2 10—20 %). За цією класифікацією, Бахтинське родовище, Кривохижинський та Віножський рудопрояви можуть бути віднесені до середніх руд, рудопрояви Вищеольчедаївський, Рівненський, Воєводчинський, Могилів-Подільський, Мінківський та Старогутівський — до рядових, а 18 рудопроявів — до бідних. Виділено дві перспективні ділянки на пошуки рудопроявів флюориту: стратиформного типу з можливими середніми рудами — Бахтин-Кривохижинська та з рядовими та бідними рудами — Могилівсько-Грабарівська, а також одна ділянка з флюоритом жильного типу — Дружба-Віножська [2].

За встановленими мінералого-геохімічними даними на території Середнього Придністров'я виділено такі типи руд: поліметалево-флюоритові, рідкіснометалево-флюоритові та барит-флюоритові [1]. Кожен тип руд за геохімічними ознаками характеризується наявністю певних мінералів: для свинцево-цинкового типу — це галеніт, сфалерит, халькопірит, пірит, рідкіснометалевого — ознаки літєвого, ртутного (кіновар), а також зруденіння з ауромом та баритом. Встановлено перспективні площі щодо кожного типу руд [1]: флюорит-поліметалеві — Яришівсько-Воєводчинська, Могилів-Подільська-Карпівська, Золотогірсько-Бахтинська та Віножська; рідкіснометалево-флюоритові: літєві — Новоушицька, Винограднівська, Ставчанська; ртутна — Воєводчинська, Карпівська, Могилів-Подільська; золота — Яришівсько-Грабарівська. Також зафіксовано рудопрояви баритового зруденіння.

Проведено аналіз, систематизацію родовищ нерудної сировини (глина, вапняк, пісок, пісковик, суглинок, фосфорит). Виокремлено 40 родовищ нерудних корисних копалин, місця розташування яких співпадають з рудопроявами флюориту, та проаналізовано на доречність їх сумісного видобутку на площах: вапняк — Бахтинська (вапнування ґрунтів), Великокужелевська (облицювальне каміння — травертин), Воєводчинська (будівельне повітряне вапно); пісковик — Винограднівська та Могилів-Подільська (камінь будівельний); глини — Новоушицька (цегельно-черепична сировина); піски — Немійсько-Юрковецька і Жеребілівська (сировина для будівельних розчинів); фосфорити — Галайківецька, Новоушицька, Сказинська (фосфорні добрива).

Вважається, що за низкою економічних, технічних та екологічних факторів відкритий спосіб розробки флюоритових родовищ є недоцільним. Але за комплексної розробки виникає потреба у перегляді певних факторів. Відкритий спосіб розробки родовищ нерудних корисних копалин над флюоритовими рудопроявами вже не охоплює затрат на будівництво доріг та деякі технічні і транспортні затрати. Тому слід розглянути питання одночасної їх розробки при

освоєнні рудопроявів флюориту.

Література

1. Брацлавський П.Ф., Шевченко О.М., Кузьменко Л.С., Веклич Ю.М., Клочков В.М., Іщенко О.П., Сільченко Г.П. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Волино-Подільська серія. Аркуші: М-35-XXVIII (Бар), М-35-XXXIV (Могилів-Подільський). Пояснювальна записка. К.: Міністерство охорони навколишнього природного середовища України. Державна геологічна служба. УкДГРІ. 2007. 206 с.
2. Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О. Подільська флюоритоносна зона (Середнє Придністров'я). Київ: Ф-ОП Кравченко Я.О. 212с.

УДК 551.72(477)

БЕНТОНІТОВІ ГЛИНИ ВЕНДУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Іванченко К. В.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, gusin@rambler.ru

BENTONITE CLAYS OF THE VENDIAN OF VOLYN-PODILLYA

Ivanchenko K. V.

Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, gusin@rambler.ru

Bentonite clays are widely used in many industries. The data on finding of bentonite clays at the different suites of the Vendian deposits of Volyn-Podillya are given. A brief description of the clays is made. They have a uniform mineral composition and are represented by a mixed-layer mineral of the montmorillonite group with an admixture of kaolinite. Clays have a similar chemical composition, such as tuffaceous rocks. Clays commonly formed by decomposition of tuffs. The most promising regions are proposed for the searching of bentonite materials.

Бентонітом було названо глиноподібну речовину з мильними властивостями, знайдену в породах крейди у Форт Бентон, Монтана, США у 1897 р. Більшість родовищ бентонітових глин світу встановлені в породах кайнозою (60%), мезозою (30%) і тільки – 10% в палеозої, не давніше ордовику [1]. Тому вважали, що домезозойські породи малоперспективні для пошуків таких глин [2]. Але в 1969 [3] у валдайській серії в Росії були знайдені монтморилонітові глини, а в 1974 році бентонітові глини були описані в докембрійських породах України [4].

В середньому Придністров'ї у вендських відкладах залягають проверстки бентонітів. Їхня потужність зазвичай невелика – від перших сантиметрів до 0,7 м. Бентонітові глини, що походять від туфогенних порід, розміщені в верхній частині грушкинської світи волинської серії, в бернашівських і броницьких верствах могилів-подільської серії, рідше – в лядівських верствах тієї ж серії та данилівських і жарнівських світах канилівської серії. Вони мають одноманітний мінеральний склад і представлені змішано-верстуватим мінералом монтморилонітового ряду з домішкою каолініту. Результати хімічних аналізів бентонітових глин вказують на те, що вони майже не

відрізняються між собою хімізмом і відносяться до кислих порід зі зниженою лужністю [5].

Прояви бентонітових глин на Волині розвинуті в ефузивно-пірокластичних породах волинської серії венду. Ці червонувато- і шоколадно-коричневі, зрідка зеленкувато-сірі глини знайдені в Берестівському, Івано-Долинському і Полицькому кар'єрах як над базальтами ратнівської світи, де вони перекриті крейдовими утвореннями, так і серед базальтів. У багатьох випадках на контакті з глинами базальти висвітлені, змінені. Потужність висвітленої зони від перших десятків сантиметрів до декількох метрів. Видима потужність бентонітових глин у кар'єрах – 3-5 м. Реальна потужність, форма і простягання геологічних тіл бентонітів поки не встановлені. Крім цих порід бентонітові глини серед пірокластичних утворень трапової формації знайдені у відслоненнях у м. Славута, сс. Путринці і Ташки. Глини щільні, дрібно-оскольчасті, тонкопелітові і алевритові, у воді легко розмокають з утворенням високопластичного тіста навіть з алевритових глин. Хімічний склад глин у значній мірі повторює склад волинських базальтів і, особливо, їх туфів, але відрізняється підвищеним вмістом кремнезему і глинозему. Глини пов'язані з тонкими різновидами пірокластичних порід, які в розрізі ефузивно-пірокластичної товщі тонко перешаровуються з базальтовими потоками. Це дозволяє припустити, що глини утворились на стадії діагенетичних і епігенетичних змін пірокластичних порід, а частина глин, можливо, утворилась і за рахунок гідротермального перетворення пірокластів.

Найбільш перспективні ділянки для пошуків бентонітів пов'язані зі смугою неглибокого залягання вулканітів ратнівської світи, що простягається більш ніж на 120 км від с. Цвятохи до м. Рафалівки вздовж східної границі трапової формації з шириною в 10-20 км [6]. Пошукові роботи на бентонітові породи доцільно провести в районах діючих кар'єрів, а потім в межах смуги, де вулканогенні утворення волинської серії залягають під мезо-кайнозойськими відкладами.

Література

1. *Шоболов С. П.* Месторождения монтмориллонитовых (бентонитовых) глин. Москва: ВИНТИ, 1969. – 78 с.
2. *Кирсанов Н. В.* Генетическая классификация и закономерности размещения месторождений бентонитовых глин. В сб.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. Москва: Недра, 1972, с. 39-56.
3. *Аксенов Е. М., Волков С. А.* Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // ДАН СССР, 1969. Т. 188, вып. 3. С. 635 – 639.
4. *Аксенов Е. М., Власов Б. И., Волкова А. И., Лихоманов С. И., Солонцов Л. Ф.* Верхнедокембрийские бентонитовые глины Украины // Экспресс-информация. Серия IV: Геология, методы поисков и разведки месторождений неметал, полезные ископ., вып. 4-5, 1974. Москва: ВИЭМС, С. 7 – 16.
5. *Коренчук Л. В.* Литостратиграфия верхнедокембрийских отложений Подолии. – Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук: 04.00.09 / ИГН, Киев, 1981, 25 с.
6. *Власов Б. И.* Верхний докембрий Волини. – Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук: 04.00.01 / ИГН, Киев, 1979, 22 с.

**ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНИЙ КОНТРОЛЬ ПЕГМАТИТІВ
ЗАХІДНОПРИАЗОВСЬКОЇ МЕГАСТРУКТУРИ**

Ісаков Л.В., Сукач В.В.

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, isakov_l@ukr.net, svital@ukr.net

**TEKTONIC-MAGMATIC CONTROL OF PEGMATITES OF THE
WESTERN AZOV MEGASTRUCTURE**

Isakov L.V., Sukach V.V.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, isakov_l@ukr.net, svital@ukr.net

The magmatic domes of the Western Azov megastructure are associated with the bulk of fluid-saturated magmatic flows, which occur as the formation of thousands of pegmatite bodies of varying thickness and length. The dome pegmatites have a typical uniform quartz-feldspar composition with biotite, muscovite, and, in large zonal bodies, there are also accessory columbite, apatite, sheryl, monazite. All the known occurrences of rare metal and most rare earth pegmatites, which are accompanied by a significant amount of barren pegmatites, are located within the trough structures rimming the domes.

Західноприазовська мегаструктура Українського щита (УЩ) простягається на відстань понад 200 км і розміщується, згідно з роботою [2], між Східноприазовським блоком і Середньопридніпровським мегаблоком. На заході вона обмежена Оріхово-Павлоградським глибинним розломом, а її східною межею слугує Малоянісольський розлом. З півночі вона зрізується субширотними розломами Дніпрово-Донецької западини (ДДЗ), а з півдня розломами Причорноморської западини. Мегаструктура складається з наступних основних структурних елементів: синклінорії Оріхово-Павлоградський (який в загальноприйнятому розумінні є шовною зоною) і Малоянісольський (Центральноприазовська зона Приазовського мегаблоку), гнейсові куполи Вовчанський на півночі і на півдні Салтичанський з власне Салтичанським і Гуляйпільським магматичними центрами-куполами, та вузькі трогові структури, які формують два дугоподібні зеленокам'яні пояси (Сорокинсько-Гайчурський і Шевченківсько-Берестівський) в зонах зчленування синклінорних і купольних структур [1, 2].

Синклінорії виповнені утвореннями вовчанської, новопавлівської та драгунської товщ. У центральній частині мегаблоку в міжкупольному просторі вони з'єднуються і різко розширюються. Породи повсюдно інтенсивно мігматизовані, розвиток гранітоїдного магматизму та й магматизму в цілому, практично відсутній, а з ним відсутні прояви пегматитоутворення, за виключенням окремих дрібних крупнозернистих кварц-польовошпатових жил, очевидно пов'язаних з процесами мігматизації.

Купольні структури складені ультраметаморфізованими супракрустальними утвореннями західноприазовської серії та магматичними

утвореннями (масиви габро, діоритів, гранодіоритів, плагіогранітів та гранітів обіточненського, шевченківського, январського та салтичанського комплексів) локальних магматичних куполів у межах Салтичанського і Вовчанського гнейсових куполів. Інтрузивні магматичні утворення Західноприазовського блоку здебільшого сформувалися впродовж неоархею та палеопротерозою. Представлені вони дискретними багатофазними інтрузивами у вигляді магматичних куполів, таких як Єлісіївський, Гуляйпільський і Воскресенський. В формуванні магматичних куполів проявилася наступна послідовність вкорінення магм, направлена на поступове розкислення: ультрабазити → габро → діорити → плагіограніти → граніти. Останні, зазвичай, приурочені до крайових частин куполів і здебільшого пов'язані з троговими структурами; в деяких масивах граніти в свою чергу мають таку послідовність формування: гранодіорити → граніти нормального ряду → лейкограніти, зазвичай мусковітвміщуючі. Саме утворення цих куполів стало причиною формування структур поверху та магматичних масивів, з якими пов'язана основна маса флюїдонасичених магматичних потоків, що призвели до генерації великої кількості пегматитових тіл досить різної потужності і протяжності. Пегматити мають типовий одноманітний кварц-польовошпатовий склад з біотитом, мусковітом, а також, в крупних зональних тілах, присутні акцесорні колумбіт, апатит, шерл, гранат, монацит. В окремих частинах Салтичанського магматичного куполу насиченість пегматитовими тілами сягає 20-30% загальної маси породних утворень. Встановити зв'язок пегматитів, розташованих в межах куполів, з тою чи іншою генерацією гранітоїдів складно. Просторово вони тяжіють до площ розвитку плагіогранітів, але спостерігається і сумісне знаходження з лейкократовими андріївськими (Андріївська площа) та салтичанськими гранітами. Широко розвинені в межах Салтичанського купола пегматити можуть бути пов'язані з: 1) плагіогранітними масивами, в яких вони безпосередньо локалізуються; 2) гранітними масивами, що не розкриті ерозійним зрізом і проявлені у вигляді окремих дрібних тіл; 3) або представлені самостійною генерацією пегматитової речовини, що сформувалася у завершальний етап диференціації магматичного осередку.

Вздовж периферії куполів розвинені своєрідні трого, виповнені різновіковими метавулканогенними та метатеригенними утвореннями зеленокам'яних комплексів. Їхньою характерною особливістю є зональний метаморфізм від зеленосланцевої до амфіболітової фацій. Окремі структури, у будові яких беруть участь ці утворення, характеризуються протяжністю від 10 до 50 і більше кілометрів при ширині виходу на денну поверхню 0,5–5,0 км. Трогові структури, які розміщуються навколо магматичних куполів, утворюють два дискретні дугоподібні пояси. Південно-західний Сорокинсько-Гайчурський пояс простягається на відстань понад 300 км і облямовує Салтичанський гранітогнейсовий купол практично по всьому видимому периметру у вигляді дискретно розміщених трогових структур. Його складовими є такі трогові структури: Сорокинська і Драгунська, розвинені в облямуванні Салтичанського магматичного купола; Куйбишевська, Гайчурська, Косівцівська – навколо

Гуляйпільського магматичного купола; Чистопільська й Молочанська – в межах Оріхово-Павлоградського синклінорію. Північно-східний Шевченківсько-Берестівський пояс утворюють: у південному облямуванні Вовчанського гранітогнейсового купола разом з Воскресенським гранітним масивом – Федорівська, Шевченківська, Зеленогайська, Вовчанська та Дібровська трогові структури; в межах Малоянісольського синклінорію – Павлівська, Берестівська та Мангушська. У межах цих структур розміщені всі відомі нині в Західному Приазов'ї прояви рідкіснометалевих та більшість рідкісноземельних пегматитів, які супроводжуються значною кількістю безрудних пегматитів. Формування гранітних масивів январського, добропільського і салтичанського комплексів відбувалось одночасно з утворенням протяжних трогів, а вкорінення гранітоїдів завершальної фази магматизму – після становлення трогових тектоноструктур [3].

Встановлюється взаємопов'язаність і близькість за часом формування купольних магматичних структур і трогових тектоноструктур. Очевидно останні ставали найсприятливішими для проникнення завершальних фаз магматичної речовини, спершу ультраосновного і основного складу, що призвело до формування у їх межах вуканогенних відкладів та невеликих масивів основних і ультраосновних порід, а потім – вкорінення флюїдонасичених дериватів кислої магми з формуванням інтрузивів лейкогранітів та пегматитових полів.

Як відомо, пегматити здебільшого є рудоносними на рідкісні і рідкісноземельні метали або використовуються як сировина для виробництва кераміки. Відповідно пошуки керамічної сировини слід зосередити на пегматитах, розміщених безпосередньо в межах магматичних куполів, а виявлення рідкіснометалевих та рідкісноземельних пегматитів слід проводити в межах трогових структур вздовж обрамлення куполів.

Література

1. Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Малюк Б. І., Лисенко О. А. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2002. – № 1–2. – С. 46–67
2. Ісаков Л.В., Бобров. О. Б, Паранько І.С., Шпильчак В.О., Шурко М.М. Західне Приазов'я – самостійний мегаблок Українського щита. Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2011. – № 4. – С. 122–133.
3. Isakov Leonid V., Isakova Maria L. Location pattern and genetic classification of granite pegmatites of the Ukrainian Shield. Журнал з геології, географії та екології; 2019/28(4), с. – 673-691.

УДК 550.83:553.495:553.493.5

**КРИТЕРІЇ ЗВ'ЯЗКУ УРАН-ЗОЛОТО НА ЮРІЇВСЬКОМУ РОДОВИЩІ
УРАНУ КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ УКРАЇНСЬКОГО
ЩИТА**

Калашник Г.А.

Льотна академія Національного авіаційного університету, Кропивницький,
Україна, kalashnik_anna1@ukr.net

**CRITERIA FOR THE URANIUM-GOLD CONNECTION AT THE
YURIEVSKY URANIUM DEPOSIT OF THE KIROVOHRAD ORE
DISTRICT OF THE UKRAINIAN SHIELD**

Kalashnyk G.A.

Flight Academy of National Aviation University, Kropyvnytskyi, Ukraine,
kalashnik_anna1@ukr.net

The results of the study of the peculiarities of the development of metasomatic zonation of uranium-bearing and gold-bearing ore formations of the Yuriysky uranium deposit are presented. A set of criteria for the uranium-gold connection at the Yuriysky uranium deposit and the reasons for the separate ore concentration of these elements during uranium ore-genesis are substantiated. The obtained results will allow carry out more effective comprehensive assessment of the potential uranium and gold content of the forecast areas in the Kirovohrad uranium ore metallogenic region of the Ukrainian Shield.

Проблеми формування золотого зруденіння тісно пов'язані з геохімічними особливостями золота і особливостями його міграції в природних умовах. Золоторудні родовища східного обрамлення Новоукраїнського масиву (Юріївське, Клишівське) монометальні [1], середні за запасами і роз'єднані в просторі з промисловими родовищами урану в карбонатно-натрієвих метасоматитах, які також є монометальними, але переважно з крупними запасами урану [2, 3]. Це яскраво проявлено для просторово зближених Юріївського родовища золота і Юріївського родовища урану [4]. Відомий ряд комплексних родовищ з промисловими вмістами урану і золота, найвідомішими з яких є Вітватерсранд, Олімпік-Дам, Джабілука. Проте дуже мало досліджень, що дозволяють обґрунтувати, в яких випадках можливо очікувати комплексних промислових концентрацій урану і золота, а в яких – відбувається їх розподіл і формування монометальних рудоконцентрацій.

Метасоматити Юріївського родовища урану представлені хлорит-калішпатовими і карбонатно-натрієвими різновидами. Найбільш вивчені останні (альбітити), що утворюються в результаті перетворення вихідних порід за рахунок практично повного винесення SiO_2 і K_2O і привнесення Na_2O і CO_2 при підвищенні залізистості. Урановорудні метасоматити Юріївського родовища урану контролюються зонами об'ємного катаклазу і системою широтних тріщин, які контролюються Суботсько-Мошоринською зоною розломів. Вони створили передрудний каркас родовища урану і контролюють положення урановорудних зон у просторі.

Концентрації золота, простежені на Юріївському родовищі урану в гнейсах на значних глибинах (до 1000 м), пов'язані з відновлювальним епігенезом, паралельно проявленим з урановим рудогенезом. На окремих ділянках серед флогопіт-хлорит-гематит-карбонатних альбітитів, які січуться сульфідними прожилками і мають багату вкрапленість арсенопіриту, спостерігаються прошарки графітізованих гнейсів, значно сульфідизованих, в яких вміст золота досягає 7,6 г/т (св. 2420, гл. 790 м).

Лужні карбонатно-натрієві метасоматити, що вміщують уранові руди Юріївського родовища, представлені альбітитами егіринит-рибекітового складу, альбіт-мікрокліновими породами і діафоритами. Наявність окремих аномалій золота в межах альбітитів Юріївського родовища урану пояснюється накладанням пізніших хлорит-калішпатових метасоматитів (гумбеїтів). Хлорит-калішпатові метасоматити віднесені до формації низькотемпературних калієвих метасоматитів зон регіональних розломів, де вони розміщуються як усередині альбітитів (прожилки потужністю перші сантиметри), так і змінюють останні по повстанню-падінню (потужність перші десятки метрів). Зіставлення спрямованості розвитку метасоматичної зональності ураноносних і золотоносних рудних утворень Юріївського родовища урану дозволили виявити наступні особливості:

1) зони розвитку епідот-хлоритових і хлоритових пропілітів простягаються вздовж основних довгоживучих розломів завширшки до 1 км й більше;

2) усередині ділянок пропілітизації, у межах перетину з поперечними тектонічними зонами, виокремлюються ділянки серіцитизації, окварцювання й сульфідизації, які можуть бути паралельні з процесом березитизації. Характерною особливістю зон березитизації є постійна домішка піриту, арсенід-сульфідів, що зображують відновні умови мінералоутворення;

3) металогенічна спеціалізація прирозломних пропілітів визначається геохімічними особливостями гнейсів, які зазнали метасоматичних перетворень. У хімічному складі таких порід у разі переважної ролі калію максимальної активності в реакціях заміщення досягають кальцій, магній, зрідка залізо;

4) пропіліти займають периферійні зони метасоматитів, центральні зони яких представлені або альбітитами, або адуляровими метасоматитами з накладеною сульфідною мінералізацією. Поєднання периферійних і центральних зон зумовлює метасоматичну зональність, в окремих випадках – лінійно-витягнутого типу. Межа розділу зовнішніх і центральних зон метасоматитів являє собою контрастний лужно-кислотний геохімічний бар'єр.

Специфічні хімічні властивості урану на фінальній стадії рудовідкладання сприяли концентруванню уранової мінералізації як в окиснювальних, так і у відновних умовах, тоді як для формування золотого зруденіння були потрібні відновні умови, представлені сірководнем за наявності вуглецевих речовин (графіт). Формування збагачених золотом зон приурочено до флангів Юріївського родовища урану, де локалізація золота зумовлена відновними геохімічними бар'єрами, представленими як вузькі локальні зони кварц-пірит-арсенопіритових порід поблизу ділянок гнейсів, насичених природними

відновниками золота. Отже, поділ концентрацій урану й золота на Юріївському родовищі урану відбувався через перерозподіл золота під впливом метасоматичних розчинів внаслідок антагонізму окиснювально-відновних умов мінералоутворення для цих елементів.

Критерії зв'язку уран-золото на Юріївському родовищі урану наступні:

1) просторово зближені зони рудоконцентрації урану Юріївського родовища в карбонатно-натрієвих метасоматитах і золота на його флангах формувалися внаслідок єдності генеруючого їх лужного метасоматичного процесу, супроводжуваного ранньою калішпатовою пропілітизацією і пізньою березитизацією;

2) просторовий зв'язок і контроль уранового і золотого зруденіння здійснювався на родовищі одними і тими ж розломами;

3) формування більш пізнього золотого зруденіння обумовлено розвитком урановорудних карбонатно-натрієвих метасоматитів по гнейсах, що містять природні відновники золота – вуглецеві речовини (графіт). Золото продукувалось і сульфідним процесом, який не характерний для уранового рудогенеза в карбонатно-натрієвих метасоматитах. Горизонти графітизації і сульфідизації в гнейсах вміщуючих порід фундаменту забезпечували концентрацію золота до значних глибин (простежена до 1000 м);

4) кремній-калієві метасоматити були найважливішим фактором золотоносності і супроводжуються ореолами аномальних концентрацій золота, а нерідко і рудними концентраціями низьких класів, вони розвинені в зонах протоклазу і катаклазу, переважно по гранітизованих гнейсах;

5) формування збагачених золотом зон приурочено до флангів родовища, де локалізація золота обумовлена відновними геохімічними бар'єрами, представленими у вигляді вузьких локальних зон кварц-пірит-арсенопіритових порід поблизу ділянок гнейсів, насичених природними відновниками золота;

6) розділення урану і золота відбувалось за рахунок багаторазового перерозподілу під впливом метасоматичних розчинів, а також внаслідок антагонізму окиснювально-відновних умов мінералоутворення для цих елементів.

Даний комплекс критеріїв зв'язку уранового і золотого рудоутворення на Юріївському родовищі урану в подальшому дозволить здійснювати більш ефективну комплексну оцінку потенційної ураносності і золотоносності прогнозних площ у Кіровоградській урановорудній металогенічній області УЩ.

Література

1. *Калашиник А. А.* Закономерности формирования урановорудных метасоматитов в связи с особенностями глубинного строения литосферы Украинского щита // Вісник Київського нац. університету. Сер. Геологія, 2016. Т. 74, № 3. С. 51—57.
2. *Калашиник А. А.* Причины пространственной связи и монометалльности формирования промышленного золотого и уранового оруждений в Кировоградском рудном районе УЩ // Зб. наукових праць УкрДГРІ, 2015, № 3. С. 88—103.
3. *Калашиник А. А.* Инвариантные и специфические условия формирования разнотипных крупных рудных объектов Ингульского мегаблока УЩ // Зб. наукових праць УкрДГРІ, 2016, № 4. С. 45—63.

4. *Калашник А. А.* Основные факторы металлогенического разнообразия и интенсивного рудогенеза центральной части Украинского щита // Вестник ВГУ. Серия: Геология, 2016, №2. С.77—85.

УДК 553.493.531.004.67(477)

СТРУКТУРНО-ЛІТОЛОГІЧНА МОДЕЛЬ ЗЕЛЕНОЯРСЬКОГО ТИТАН-ЦИРКОНІЄВОГО РОДОВИЩА

Крошко Ю.В., Охоліна Т.В., Ганжа О.А., Кузьманенко Г.О.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна
ykrosh.79@ukr.net, svilya@ukr.net, oag2909@gmail.com, geology7@ukr.net

STRUCTURAL AND LITHOLOGICAL MODEL OF ZELENOYAR TITANIUM-ZIRCONIUM DEPOSIT

Kroshko Yu., Okholina T., Ganzha O., Kuzmanenko H.

Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine, Kyiv, ykrosh.79@ukr.net,
svilya@ukr.net, oag2909@gmail.com, geology7@ukr.net

In the course of the research peculiarities of the geological structure and composition the titanium-zirconium Zelenoyarsk deposit were characterized. On the basis of received and processed data on coordinates, the description of wells and definition of contents of collective concentrate and ilmenite on the area of deposit, the digital structural and lithological model was constructed. The constructed model reflects the distribution of content of the studied components and the power affected by sampling.

Випереджальний розвиток мінерально-ресурсної бази титану для забезпечення високотехнологічних напрямів промисловості залишається одним із пріоритетних завдань української економіки. У 2020 р. Європейська Комісія внесла титан до переліку критичної сировини Євросоюзу.

Необхідність розширення сировинної бази титану обумовлена світовими тенденціями підвищення попиту на титан, а також потребами вітчизняних галузей промисловості: авіаційної, ракетної, харчової, медичної, судно- та енергомашинобудування, а також кольорової металургії.

Основною мінерально-сировинною базою титану є ільменітові і комплексні рутил-циркон-ільменітові розсипи. Корінні руди пов'язані з інтрузіями олівінових габроїдів.

В Україні з різним рівнем деталізації розвідано 26 родовищ титанових руд і ще 48 родовищ знаходяться за межами балансу, а запаси і ресурси титану на них оцінені лише попередньо.

Більшість титанових родовищ України розвідані понад 50 років тому в зовсім інших економічних умовах, що стало причиною припинення діючих гірничо-збагачувальних комбінатів і не введення в експлуатацію нових родовищ.

Сучасні методи досліджень, зокрема цифрове моделювання, є невід'ємною частиною супроводу пошукових та видобувних робіт, а отже і нарощування ресурсної бази титану.

Зеленоярське титан-цирконієве родовище розташоване в Оратівському районі Вінницької області.

В геологічній будові родовища беруть участь докембрійські, палеогенові, неогенові і четвертинні утворення. Докембрійські утворення представлені біотит-плагіоклазовими гнейсами, амфіболітами, гранітами житомирського типу, а також рожевими апліт-пегматоїдними гранітами і мігматитами. На цих породах розвинена і майже повсюдно збереглася від розмивів кора вивітрювання потужністю 10-25, рідше 40-50 м, поверхня якої розчленована ерозійними пониженнями, заповненими бучацькими континентальними відкладами [3]. Представлені вони пісками, бурим вугіллям і лінзами вторинних каолінів і зустрічаються переважно в південно-східній частині родовища [2].

Відклади межигірської світи приурочені до площі поширення бучацьких відкладів і представлені глауконіт-кварцевими пісками з неясно вираженою горизонтальною шаруватістю. Потужність їх не перевищує 5 м.

На відкладах межигірської світи залягає берецька світа, що представлена пісками з тонкими прошарками бентонітоподібних зеленуватих глин. Вміст рудних мінералів в пісках незначний, проте в окремих випадках коливається від 1 до 97,5 кг/т.

Новопетрівська світа розвинена в центральній частині родовища і прослідковується вузькою смугою в південно-східному напрямку. Ширина смуги 1,2-3,5 км. Залягають породи світи повсюдно на відкладах берецької світи, з якими вона має чіткий гранулометричний контакт. Піски новопетрівської світи крупніші і добре окатані.

Сарматський ярус представлений горизонтом строкатих глин, котрі суцільним шаром перекривають відклади новопетрівської світи.

В південно-східній частині розвинені нерозчленовані нижньочетвертинні-верхньонеогенові відклади, що представлені червоними і бурими глинами.

Четвертинні утворення суцільним чохлом перекривають всю площу родовища і представлені озерними та лесоподібними суглинками, викопними та сучасними ґрунтами.

Зеленоярське родовище просторово і генетично пов'язано з відкладами новопетрівської і, меншою мірою, берецької світ. Промислові концентрати важких металів переважно приурочені до низів новопетрівської світи, представлених пісками. В пісках відмічаються промислові концентрації ільменіту, рутилу, циркону, лейкоксену, силіманіту, дистену, ставроліту тощо, вміст яких подекуди досягає 518 кг/т.

У відкладах новопетрівської світи розсип титан-цирконієвих мінералів представлений трьома покладами: Південно-Західним, Північно-Східним-1, Північно-Східним-2 [1].

Дані координат і опис свердловин, результати опробування свердловин на ільменіт дали змогу створити низку цифрових картографічних побудов, на котрих відтворено умови розподілення рудних мінералів (ільменіт, рутил, лейкоксен, силіманіт, циркон) у вміщуючих товщах. Структурно-літологічна модель Зеленоярського родовища дала цілісне уявлення про структуру родовища, речовинний склад і розподіл корисного компоненту в межах родовища.

Нижче представлено розподіл вмісту колективного концентрату (Рис.1а) та ільменіту (Рис.1б) по площі родовища.

В плані родовище являє собою паралельні стрічкоподібні поклади, витягнуті з північного заходу на південний схід. Простягання покладів збігається із загальним простяганням міоценової долини.

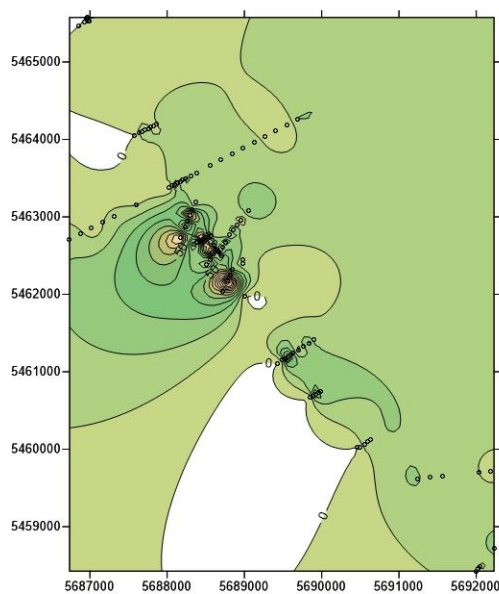


Рисунок 1а - Розподіл вмісту колективного концентрату по площі Зеленоярського родовища

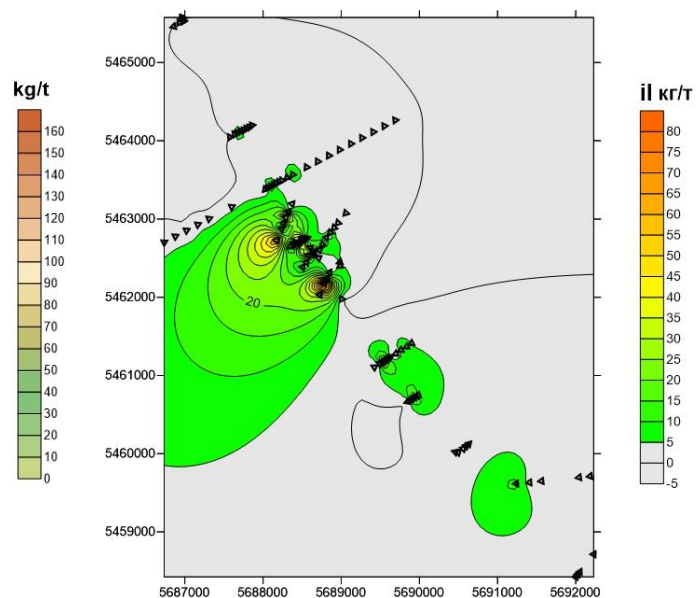


Рисунок 1б - Розподіл вмісту ільменіту по площі Зеленоярського родовища

Карта розподілу усереднених концентрацій важких мінералів має наступну структуру. Майже на всій площі родовища вміст колективного концентрату перевищує 10 кг/м^3 (рис. 1а). В центральній частині родовища його вміст представлений двома полями – $30\text{-}50 \text{ кг/м}^3$ і $80\text{-}110 \text{ кг/м}^3$.

Карти розподілу концентрацій ільменіту (Рис.1.б), рутилу, циркону, лейкоксену і силіманіту по площі родовища в основному кореляційно відповідають розподілу колективного концентрату (Рис.1.а).

По простяганням всіх рудних покладів найвищий вміст колективного концентрату приурочений до першої третини простягання. Спостерігається поступове підвищення в напрямку від північно-західного флангу в південно-східному напрямку.

Отже, візуалізація цифрового структурно-літологічного моделювання дозволила більш детально вивчити рудні характеристики (вміст ільменіту, рутилу, лейкоксену, циркону, колективного концентрату та ін. в рудній товщі)

Зеленоярського родовища. Структурно-літологічне моделювання може бути аналітико-інформаційною основою для розробки техніко-економічного обґрунтування на більш детальну розвідку і експлуатацію родовища.

Література:

1. Ганжа Е. А. Геологическое строение и рудоносность Зеленоярского титан-циркониевого месторождения / Е. А. Ганжа, Т. В. Охолина, Ю. В. Крошко // Збірник наукових праць УкрДГРІ. № 3–4/2019, С.26-38
2. Россыпные месторождения титана СССР/Под ред. Г. С. Момджи. – М.: Недра, 1976. – 287 с.
3. Цымбал С. Н. Закономерности размещения и источники питания титановых и титано-циркониевых россыпей Украины /С. Н. Цымбал, М. Г. Дядченко, И. Л. Личак, Н. И. Половко, К. М. Заруцкий, Г. П. Проскурин //Древние и погребенные россыпи СССР. Сб. тр. – К.: Наукова думка, 1977. – Ч. 1. – С. 84–92.

УДК 553.94:551.735(477.8)

**ОСОБЛИВОСТІ МОРФОЛОГІЇ ВУГІЛЬНОГО ПЛАСТА n_8
ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ**

Матрофайло М. М.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів, Україна,
mmatrofaylo@gmail.com

**PECULIARITIES OF THE MORPHOLOGY OF THE COAL SEAM n_8
OF THE LVIV-VOLYN COAL BASIN**

Matrofailo M. M.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Lviv, Ukraine, mmatrofaylo@gmail.com

Here are cited morphological features of the coal seam n_8 located in the upper part of deposits of the Buzhanka suite of the Bashkirian stage of the middle Carboniferous of the Lviv-Volyn Coal Basin. It belongs to the main seams of workable thickness. In the area of perspective South-Western coal region the seam is of commercial value. In the territory of the basin, the morphology of the seam changes zonally and belongs to morphological-genetic zones of I and III (splitting's) types.

Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн (ЛВБ) є основною паливно-енергетичною базою західних областей України. Його сучасний розвиток пов'язаний з освоєнням Південно-Західного вугленосного району, на території якого пласт n_8 є одним з промислових вугільних пластів. Для дослідження його особливостей застосовано морфологічний аналіз [1, 2].

Південно-Західний вугленосний район. Вугільний пласт n_8 розташований у верхній частині відкладів бужанської світи башкирського ярусу середнього карбону ЛВБ на 10–25 м вище від пласта n_7^B . Глибина його залягання від денної

північній і північно-східній частині поля шахти № 1, а також на окремих ділянках в центрі родовища – складного. Будова пласта належить до простого, середнього і складного типу. На родовищі переважає простий тип будови. З одним породним прошарком він поширений на окремих ділянках поля шахти № 1, в центральній частині і на полі шахти № 3. Пласт складної будови розташований в північно-східній частині поля шахти № 1. При зростанні потужності пласта ускладнюється його будова. У цілому на родовищі пласт немає різноманітної зональності і належить до морфолого-генетичної зони першого типу (переважає простий тип будови) (див. рис. 1).

Нововолинський і Червоноградський геолого-промислові райони. На території районів пласт n_8 має повсюдне поширення. Потужність пласта досягає 2,30 м і належить до дуже тонкого типу, тонкого, середнього і понад 2,0 м. Його будова на більшій частині площі районів належить до простого типу і тільки на окремих ділянках Нововолинського і на півночі Червоноградського району – переважно середньої складності. Пласт розщеплюється в південній частині Червоноградського району. За проведеною автором морфолого-генетичною типізацією морфологія пласта на території районів характеризується зонами I (переважно простої без прошарків будови) і III (розщеплення) типу (рис. 2).

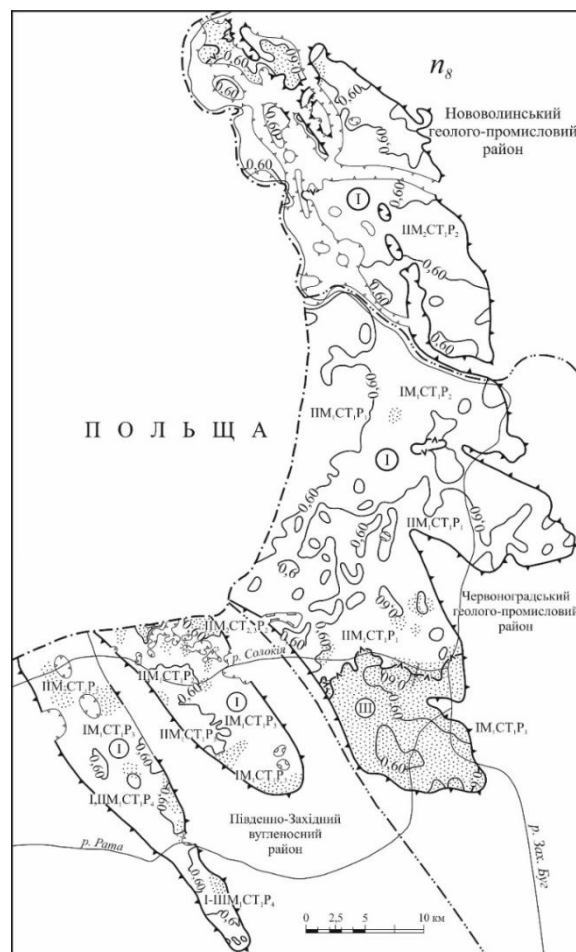


Рисунок 2 – Карта морфології вугільного пласта n_8 Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (дані по Червоноградському і Нововолинському районах за [3]) [1]. Умовні позначення див. рис.1.

Отже, в межах басейну морфологія пласта змінюється зонально і характеризується морфолого-генетичними зонами I і III (розщеплення) типів.

Розщеплення на площу Південно-Західного району не поширюється, що свідчить про різний тектонічний режим формування пласта в суміжних районах і різноплановість консидиментаційних тектонічних рухів на території басейну.

Література

1. *Матрофайло М.* Застосування морфологічного аналізу вугільних пластів у Львівсько-Волинському басейні / М. Матрофайло // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геологічна. – 2017. – Вип. 31. – С. 56–66.
2. *Матрофайло М. М.* Морфологічний аналіз покладів вугілля Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну / М. М. Матрофайло // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні: Збірник тез наукової конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка (Київ, 14–16 травня 2019 р.). У 2-х томах / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка. – Київ, 2019. – Т. 2. – С. 64–66.
3. Атлас литогенетических типов и условия образования угленосных отложений Львовско-Волынского бассейна : кол. монография / В. Ф. Шульга, Б. И. Лелик, В. И. Гарун [и др.] ; Отв. ред. А. Я. Радзивилл. – Киев : Наук. думка, 1992. – 176 с.

УДК 551.71/72 : 552.512 (477)

ПРОТЕРОЗОЙСЬКІ МЕТАКОНГЛОМЕРАТИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ПОВ'ЯЗАНІ З НИМИ МЕТАЛО-РУДОНОСНІ ФОРМАЦІЇ

Покалюк В.В.

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», Київ, Україна, pvskan@ukr.net

PROTEROZOIC METACONGLOMERATES OF THE UKRAINIAN SHIELD AND RELATED METAL-ORE FORMATIONS

Pokalyuk V.V.

State Institution «The Institut of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine», Kyiv, Ukraine; pvskan@ukr.net

Metaconglomerates are part of the structural levels of the Paleoproterozoic and Mesoproterozoic of the Ukrainian Shield, located at almost all major stratigraphic levels (at least seven). All stratigraphic levels of metaconglomerates are specific with respect to the potential metal-ore content, which is an additional indicator of their individuality and is of great importance in an overall assessment of the directions and prospects of prospecting for specific territories.

У аспекті розвитку теоретичних основ прогнозування та пошуку родовищ у докембрійських метаконгломератах значущий інтерес має деталізація наших знань про ці формації в межах Українського щита (УЩ). На перший план виступає визначення регіональних та локальних критеріїв пошуків та оцінки їх потенційної рудоносності.

Метаконгломерати входять до складу структурних поверхів палеопротерозою і мезопротерозою Українського щита, розташовуючись практично на всіх основних стратиграфічних рівнях (не менше семи) (таблиця 1). У доріфії УЩ до епохи палеопротерозойської гранітизації і метаморфізму на рубежі ~ 2000 мільйонів років можна виділити три головні рівня конгломератонакопичення (таблиця 1, 2), які мають характерні відмінні типоморфні риси, що дозволяє безпомилково відрізнити їх один від одного – нижньоскелеватський (нижня частина палеопротерозою, передзалізородна), нижньогданцівський (середня частина палеопротерозою, післязалізородна) і глєсватський (верхня частина палеопротерозою).

З огляду на широке площадне поширення зазначених рівнів, особливо актуальним є використання їх типоморфних рис під час проведення міжрегіональних стратиграфічних кореляцій в межах областей з високим ступенем метаморфізму (амфіболітова і гранулітова фації). Перші два рівня метапсефітів, маючи невеликі, але характерні відмінності, в цілому досить схожі між собою, оскільки формувалися в близьких тектонічних і палеогеографічних умовах.

Вони відносяться до одного протоплатформного етапу, який охоплює нижню половину палеопротерозою і пов'язаний з накопиченням залізородних (залізисто-кременистих) формацій. Відмінності між ними обумовлені різним домінуючим петрофондом областей живлення. Для нижньоскелеватського рівня таким петрофондом живлення є істотно зеленокам'яні або граніт-зеленокам'яні комплекси архею, для нижньогданцівського – залізисто-кремениста формація палеопротерозою. Обидва рівня специфічні на виявлення золотого і уранового зруденіння типу відомих родовищ металоносних конгломератів Витватерсранд і Тарква. Для першого рівня також є характерними уран-торій-рідкісноземельні прояви в древніх монацитоносних літоральних розсипах, а також промислові скупчення високоглиноземистих мінералів (ставроліту, серициту). Для другого характерні кластогенні залізні руди. Третій рівень, глєсватський, різко відрізняється від попередніх за всіма параметрами (літолого-петрографічними, петрохімічними, палеофаціальними і ін.), що пов'язано з посиленням тектонічної активності і аридизації клімату, що призвели до значного зниження рівня гідролізу протолітів на водозборах. Щодо метало-рудноносності третій рівень є мало перспективним на виявлення сін-діагенетичного зруденіння, але представляє інтерес як можливий концентратор різноманітного накладеного зруденіння в тектоно-метасоматичних зонах.

Таблиця 1. Зв'язок метало-рудноносних формацій з певними стратиграфічними рівнями конгломератонакопичення в докембрії УЩ

Ератеми, вік		Стратиграфічні рівні метасефітів		Літолого-петрографічні типи метасефітів		Метало-рудоносні формації		
Верхи палеопротерозою – нижній рифей		Верхньо-палеопротерозойсько – нижньорифейський		Поліміктові конгломерати (темерницька світа Ростовського виступу УЩ)		Мідисті пісковики (Cu, Au, Ag)		
				Поліміктові конгломерати (чадринська світа Ростовського виступу УЩ)		Мідисті пісковики (Cu, Au, Ag)		
				Поліміктові конгломерати і брекчії (збраньковська світа ПвнЗах частини УЩ)				
				Поліміктові і перехідні до олігоміктових конгломерати (нижньобілокоровицька світа ПвнЗах частини УЩ)		Алмазоносні розсипи. Прояви розсипного та аутигенного синдіагенетичного золота		
Палеопротерозой		Верхи палеопротерозою	Глеєватський		Поліміктові метаконгломерати з уламками плагіогранітоїдів (тетерівські)	Поліміктові метаконгломерати суттєво кварцитові з уламками плагіогранітоїдів (глеєватські)	Кластогенні Fe-руди (фрунзовські метаконгломерати)	
					Поліміктові метаконгломерати суттєво вулканоміктові (звенигородські)	Поліміктові метаконгломерати Fe-кластогенні і кварцитові (фрунзовські)		
		Нижньогданцівський				Літитові метаконгло-брекчії з уламками вуглих і Fe-метапелітів і кварцитів		Кластогенні Fe-руди. Золото-сульфідна (Au, Pt, Pd).
						Олігоміктові метаконглобрекчії і метаконгломерати Fe-кластогенні		
		Саксаганський				Літитові Fe-кластогенні метаконглобрекчії з уламками Fe-метапелітів і кварцитів		
Низи палеопротерозою		Нижньоскелеватський		Літитові метаконглобрекчії з уламками вуглих і ін. метапелітів		Золото-сульфідна (Au). Ураноносні метаконгломерати (U, Th, Au). Монацитонасні літоральні метарозсипи (U-Th-REE). Високоглиноземиста (ставролітових і серицитових руд).		
				Моно-олігоміктові метаконгломерати суттєво кварцові і кварцито-кварцові				
				Олігоміктові метаконгломерати суттєво кварцитові				
				Поліміктові вулканоміктові метаконгломерати				
Мезоархей		Латівський		Монокварцові метагравеліти		Титан-цирконових метарозсипів		

Таблиця 2. Відмінні особливості трьох головних рівнів накопичення конгломератів в палеопротерозої УЩ

Ознаки відмінностей	Нижньоскелеватський рівень (нижня частина палеопротерозою, передзалізорудна)	Нижньогданцівський рівень (середня частина палеопротерозою, післязалізорудна)	Глєсватський рівень (верхня частина палеопротерозою)
Територіальна розповсюдженість	Східна половина УЩ	Криворізько-Кременчуцька СФЗ	Західна половина УЩ
Тип геологічних структур, що вміщують метапсефіти	Невеликі, розрізнені, площадно-розсіяні сінформні структури, часто брахісінкліналі, затиснуті в плагіогранітоїдній рамі	Розрізнені, площадно-розсіяні сінформні структури	Великі поля гнейсів, переважно субмеридіональної лінійної складчастості
Товщина/потужність метапсефітів (м)	Зазвичай до 100, локально до 200–300 м	Зазвичай до 30, локально до 150 м	80–400 м
Ступінь поліміктності метапсефітів	Головним чином олігоміктові	Головним чином олігоміктові	Головним чином поліміктові
Особливості складу уламків	Домінують уламки безрудних кварцитів при підлеглий ролі уламків кварцу і зеленокам'яних сланців метавулканітів	Домінують уламки залізистих кварцитів	Домінують уламки безрудних кварцитів при значній ролі уламків плагіогранітоїдів, карбонатних порід, базит-ультрабазитів, залізистих кварцитів, вуглистих сланців
Близький (тісний) парагенезис. Типоморфний склад вмісних відкладів, ступінь їх зрілості	Зрілі моно-олігоміктові кварцові і кременисто-кварцові метасамміти і високоглиноземисті метаалєвро-пеліти	Зрілі моно-олігоміктові кварцові і кременисто-кварцові метасамміти на залізистому цементі, високоглиноземисті метаалєвро-пеліти	Незрілі олігоміктові субграуваккові метасаммо-алєврити
Віддалений парагенезис	Вуглисті сланці, метадоломіти, джеспіліти	Вуглисті сланці, метадоломіти, джеспіліти	Метадоломіти
Присутність уламкових польових шпатів в складі заповнювача	Уламковий калішпат епізодично до 20%; плагіоклаз як правило відсутній	Уламковий калішпат і плагіоклаз як правило відсутні	Уламковий плагіоклаз постійно до 20%
Характер шаруватості	Виразна мезошаруватість	Виразна мезошаруватість	Неясно виражена крупна шаруватість з нечіткими границями
Особливості ритміки	Складна двох-трьохкомпонентна трансгресивна ритміка різного рангу	Складна двох-трьохкомпонентна трансгресивна ритміка різного рангу	Проста двухкомпонентна одноманітна ритміка
Направленні зміни властивостей метапсефітів у вертикальному розрізі	Дуже характерні	Дуже характерні	Мало характерні
Літофації	Головним чином наземні пролювіально-алювіальні фації розчленованих рівнин	Головним чином наземні пролювіально-алювіальні фації розчленованих рівнин	Головним чином морські підгірські прибережно-басейнові
Базальність-внутрішньоформаційність	Головним чином базальні	Головним чином базальні	Головним чином внутрішньоформаційні
Потенціальна метало-рудноносність	Золото-сульфідна формація (Au), формація ураноносних метаконгломератів (U, Th, Au), формація монацитиносних літоральних метарозсиїв (U-Th-REE), високоглиноземиста формація (ставролітових і серицитових руд)	Формація кластогених окислених Fe-руд, золото-сульфідна формація (Au, Pt, Pd)	
Близкість до відомих типів докембрійських метаконгломератів, світові аналоги	Вітватерсранд, Блайнд-Ривер	Вітватерсранд, Блайнд-Ривер, Тарква	

Після епохи палеопротерозойської гранітизації і метаморфізму, яка завершилась на рубежі ~ 2000 млн років, відбувалося накопичення грубоуламкових порід по периферії УЩ, пов'язане зі склепінне-бриловою активізацією і залученням в розмив величезних пенеппленізованих територій, складених кристалічними породами. На північному заході УЩ формувалися потенційно алмазоносні і золотоносні розсипи (з сін-діагенетичною золотою мінералізацією) Білокоровицько-Овруцької системи грабен-синкліналей; на південному сході – потужні міденосні псефітові товщі синявської серії Ростовського виступу УЩ.

Всі стратиграфічні рівні конгломератонакопичення українського докембрію є специфічними щодо потенційної метало-рудноносності, що є додатковим показником їх індивідуальності і має велике значення в загальній оцінці напрямків і перспектив пошуків корисних копалин для конкретних територій.

УДК 551.763/781:553.98(477.8)

ЛІТОГЕНЕЗ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ НАФТОГАЗОНОСНИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Попп І.Т., Мороз П.В., Шаповалов М.В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
itpopp@ukr.net

LITHOGENESIS OF RESERVOIR ROCKS OF CRETACEOUS-PALEOGEN OIL- AND GAS-BEARING DEPOSITS OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Popp I.T., Moroz P.V., Shapovalov M.V.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine, itpopp@ukr.net

On the basis of the results of the lithogeneous and mineralogical-petrography studies of the Cretaceous-Paleogene flysch deposits of the Ukrainian Carpathian, it has been possible to distinguish the main patterns of the distribution of the oil and gas reservoirs of different types (pore, fracture, pore-fracture) in these deposits and to investigate the influence of postsedimentary processes on the filtration-capacity properties. It is shown that oil- and gas-bearing of the flysch deposits is caused by the joint action of geological-paleoceanographic and geochemical factors.

У зв'язку з пошуками вуглеводневих покладів на великих глибинах (більше 4–4,5 км) актуальним напрямком літолого-генетичних досліджень є вивчення впливу процесів катагенезу на еволюцію фільтраційно-ємнісних властивостей (ФЄВ) порід [1, 2]. В контексті цієї проблеми нами [3] проведено літолого-петрографічні дослідження порід-колекторів та флюїдоупорів палеогенового нафтогазоносного комплексу Передкарпатського прогину і Скибової зони (вигодська світа, середній еоцен; менілітова світа, олігоцен).

Встановлені основні закономірності розповсюдження порід-колекторів різного типу (порового, змішаного, тріщинного), розвинених в окремих районах Карпатської нафтогазоносної провінції, що відрізняються за своєю тектонічною будовою. Зокрема, проведено порівняння структурно-текстурних ознак і речовинного складу пісковиків і алевролітів з розрізів флішу, приурочених до різних частин Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (північно-західної Бориславської, центральної Долинської і південно-східної Надвірнянської). За результатами досліджень вивчено вплив літогенезу порід палеогенових флішу Українських Карпат на формування їх фільтраційно-ємнісних властивостей.

Відмічається зв'язок між колекторськими властивостями теригенних порід і характером їхньої цементації. Встановлено, що найкращі ФЄВ у флішових відкладах досліджуваних нафтогазоносних областей мають породи-колектори з поровим, контактово-поровим, плівково-поровим цементом, а порівняно гірші – з порово-базальним або базальним типом цементації. Зокрема, у палеогенових відкладах Бориславського нафтопромислового району (НПР) така залежність чітко проявляється на прикладі порівняння менілітових нафтонасичених пісковиків другого структурного поверху, розкритих св. 1-Нижньостинавська (інт. 4625–4640 м) у межах нафтового покладу, з одновіковими породами, що зустрічаються в розрізі св. 3-Нижньостинавська, з якими пов'язані лише незначні припливи нафти. Перші – мають низький вміст цементу і високі колекторські властивості (нафтовий поклад). У других – найчастіше спостерігається базальний або порово-базальний цемент. Подібні петрографічні особливості мають і пісковики менілітових відкладів другого структурного поверху, розкритих св. 49-Іваніківська, в непродуктивному горизонті.

Переважає більшість досліджених різновидів пісковиків і алевролітів має структуру, яка сформувалася під час седиментогенезу кластичних порід. Проте іноді в них проявляються ознаки порід, що зазнали глибоких катагенетичних перетворень, в саме регенераційно-кварцовий, пойкилокластичний типи цементації, конформні та інкорпораційні зчленування зерен, орієнтоване розміщення кварцових зерен. Спостерігаються кварцові зерна, розбиті мікротріщинами, де-не-де залікованими кальцитом. Найчастіше подібні структури властиві породам нижчих структурних поверхів, глибше 4–4,5 км у Бориславському і Долинському НПР і глибше 2,5–3 км – у Надвірнянському. Утворення регенераційно-кварцових конформних та інкорпораційних структур призводило до зниження пористості і проникності порід, а значить до погіршення їхніх колекторських властивостей. Регенерація кварцу відбувалася шляхом розчинення уламкових зерен і корозії останніх карбонатним цементом та подальшого осадження кремнезему на ділянках породи, де середовище характеризувалося низькими значеннями рН. Це, зокрема, підтверджується прямоподібним розподілом регенераційно-кварцового цементу в основній масі деяких різновидів порід, наприклад, у пісковиках менілітової світи, розкритих св. 1-Північнозаводівська.

Таким чином, для нафтогазоносних палеогенових відкладів Долинського і Бориславського нафтопромислових районів встановлена залежність між колекторськими властивостями порід та мінеральним складом цементу і типом

цементациї. Високими ФЄВ частіше всього характеризуються пісковики з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Теригенні породи, які є водонасиченими колекторами або неколекторами, в цементуючій масі містять порівняно вищу кількість вторинних карбонатів. В Долинському нафтопромисловому районі часто прояви нафтогазоносності приурочені до горизонтів, складених перешаровуванням алевролітів і аргілітів (св. 80-Вигода-Витвицька). Тонко- і мікрошаруваті текстури цих порід сприяли розвитку в них субгоризонтальної поширеної літогенетичної тріщинуватості, і тому з такими осадовими утвореннями можуть бути пов'язані зони поширення колекторів змішаного типу (порово-тріщинних, тріщинно-порових). Основною мінералого-петрографічною особливістю досліджених порід-колекторів палеогенових відкладів Надвірнянського нафтопромислового району є цілий комплекс характерних ознак, які вказують на високу ступінь їх катагенетичних перетворень, що відповідають зоні мезокатагенезу МК₃-МК₅ (хлоритизація і скременіння глинистої речовини основної маси аргілітів і цементу пісковиків та алевролітів, ущільнення і регенерація зерен кварцу, сутуро-стилолітові шви, карбонатний пойкилітовий цемент та ін.). Такої чіткої залежності між типом цементациї і мінеральним складом цементу уламкових порід-колекторів та їхніми ФЄВ, яка була встановлена нами для нафтогазоносних товщ Бориславського і Долинського районів, у цих відкладах не виявлено. Тут поширені породи-колектори змішаного типу (порово-тріщинні, тріщинно-порові).

В окремих випадках, в сприятливих геологічних умовах скременілі алевролитисті аргіліти в нафтогазоносних товщах карпатського флішу можуть бути нетрадиційними колекторами нафти тріщинного типу. Зокрема, у свердловинах 28-Орів, 9-Іваники, 2-Нижньостинавська отримані припливи нафти з інтервалів, де в розрізі переважають тріщинуваті аргіліти або ущільнені пісковики манявської і менілітової світ. Згідно [4] у фільтраційних властивостях порід-колекторів менілітової світи значна роль належить субгоризонтальній літогенетичній тріщинуватості. На нашу думку цьому сприяє краще збереження седиментаційної шаруватості у вуглецевмісних товщах, які нагромаджуються у відновних умовах, де відсутні біотурбації.

Літогенетична еволюція відкладів крейдово-палеогенового карпатського флішу на стадіях діа-, ката- і гіпергенезу мала успадкований характер залежно від первинного речовинного складу осадів, зумовленого геолого-палеоокеанографічними та геохімічними умовами седиментації в мезопелагіалі давньої континентальної окраїни Карпатського сегмента океану Тетіс [3]. Особливо чітко ця залежність проявилася під час постседиментаційних перетворень вуглецевмісних скременілих товщ нижньої крейди і олігоцену, формування яких пов'язуємо з фазами "океанічних безкисневих подій" ОАЕ-1 (баррем-альб) і ОАЕ-4 (олігоцен) [5]. Їхній літогенез на усіх його стадіях відбувався під істотним впливом геохімічних процесів з участю седиментогенної органічної речовини. Спільна дія певних геолого-палеоокеанографічних і геохімічних факторів зумовила нафтогазоносність

відкладів карпатського флішу. В одному осадовому комплексі сформувалися як потужні товщі псамітолів, що нагромаджувалися в періоди лавинної теригенної седиментації і є резервуарами вуглеводнів, так і бітумінозні нафтоматеринські кременисто-глинисті відклади, утворення яких пов'язане зі сповільненням процесів теригенного осадонагромадження і фазами ОАЕ-1 і ОАЕ-4.

Література

1. *Євдошук М.І., Бондар Г.М.* Прогнозування порід-колекторів в глибокозанурених горизонтах // Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи: матеріали III міжнар. наук. конфер. Київ, 2019. С. 69–73.
2. *Колодій В.В., Бойко Г.Ю., Бойчевська Л.Е. та ін.* Карпатська нафтогазоносна провінція. Львів–Київ: ТОВ “Український Видавничий центр”, 2004. 390 с.
3. *Попп І.Т.* Окремі аспекти проблеми літогенезу нафтогазоносних відкладів крейдово-палеогенового флішового комплексу Передкарпатського прогину та українських Карпат. Частина 1. Седиментогенез і постседиментаційні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин, 2005. № 3–4. С. 43–59.
4. *Куровець С.С.* Науково-методичні засади оцінки вторинних ємностей порід-колекторів як основа ефективного прогнозу нафтогазоносності надр. Автореф. дис. докт. геол. наук. Івано-Франківськ, 2016. 44 с.
5. *Сеньковський Ю.М., Колтун Ю.В., Григорчук К.Г. та ін.* Безкисневі події океану Тетіс. Київ: Наук. думка, 2012. 183 с.

УДК 551:553(477)

ЕТАПИ НАПОВНЕННЯ ВУЛКАНОГЕННИХ ТА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОВИХ КОЛЕКТОРІВ

Скопиченко І.М.

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоecології та розвитку інфраструктури НАН України», м. Київ, i.skopychenko@gmail.com

STAGES OF FILLING OF VOLCANIC AND VOLCANIC-SEDIMENTARY RESERVOIRS

Skopychenko I.M.

State institution «Scientific Center of Mining Geology, Geoecology and Infrastructure Development of NAS of Ukraine», i.skopychenko@gmail.com

The basis of the study is the data of the study of rocks of volcanic, volcanic-sedimentary complexes of Ukraine. Collectors have studied the method of point electromagnetic sounding to establish migration routes. On the territory of Ukraine, the relationship between oil and gas with volcanic strata were found in the western and eastern oil and gas regions. We can make such a connection to forecast for the Southern oil and gas region and for the shelf of the Black and Azov seas.

Останнім часом неабияка увага приділяється вивченню нетрадиційних колекторів вуглеводнів, оскільки видобуток енергетичних ресурсів з основних родовищ нафти й газу, відкритих у мезозойсько-кайнозойському осадовому

чохлі, з кожним роком зменшується. Великого значення набуває питання нафтогазоносності глибоких горизонтів (понад 5,0 км), вулканогенних і вулканогенно-осадових колекторів. Дані про речовинний склад останніх, основні їхні типи та фаціальні особливості різних груп вулканогенних і вулканогенно-осадових комплексів були досить загальними для території України. На території України їх в останні роки почати розглядати як нафтогазові, переважно вулканогенно-осадові, які поширені як на Закарпатті і в Криму, так і в інших регіонах.

Нафтогазоносні та вугленосні басейни, в яких визначені промислові поклади вугілля, нафти, газу і конденсату у вулканогенних та вулканогенно-осадових породах, відомі в Австралії та Океанії, Азії, Африці, Європі, Північній і Південній Америці. На території України зв'язок нафтогазоносності з вулканогенними товщами виявлено в Західному та Східному нафтогазоносних районах. Аналогічний зв'язок ми можемо прогнозувати і для Південного нафтогазоносного району та для шельфу Чорного й Азовського морів.

У великих седиментаційних басейнах світу, часто виповнених переважно не осадовими, а вулканогенно-осадовими товщами, промислово нафтогазоносними є не тільки теригенні і карбонатні, а й вулканогенно-осадові та вулканогенні утворення. З відкриттям родовищ вуглеводнів, приурочених до цих товщ, серед відомих колекторів з'явився новий клас, до якого входять різні за петрографічним складом кристалічні породи, що мають колекторські властивості, близькі теригенним і карбонатним породам. Попри приклади промислової нафтогазоносності вулканічних порід, досі є упереджена думка про них як про породи безперспективні.

У Дніпровсько-Донецько-Прип'ятському рифті, що є найбільшою структурою Східного нафтогазоносного району, вулканогенно-осадові породи розвинені в складі надсольової та міжсольової фаменських товщ верхнього девону. Вони представлені туфами, туфобрекчіями, діабазами, трахітами, трахіандезитами, порфіритами, фonoлітами тощо. Площа поширення ефузивно-теригенного та ефузивно-соленосного девону в Дніпровсько-Донецькій западині становить понад 35 тис. км². Перша промислова нафта була отримана з діабазової глиби в кепроку Ісачківського соляного діapiру проривання. У багатьох випадках у розрізі вулканогенно-осадового девону визначені хороші колектори. Із цих відкладів отримані притоки газу на Глинсько-Розбишівському родовищі (св. 25 та 125) і промислові притоки нафти на Олександрівському й Ветхінському родовищах Білорусі. На Новотроїцькому родовищі частина нафтогазового покладу залягає у вулканогенному девоні. Окремі структури з нафтою й газом розміщені безпосередньо над палеовулканами (Новотроїцьке, Чорнухінське, Леляківське, Талалаївське родовища), що, на нашу думку, найімовірніше, пов'язано з поствулканічними процесами [1, 2].

У Західному нафтогазоносному районі вулканогенні й вулканогенно-осадові колектори зосереджені як в Передкарпатському, так і в Закарпатському прогинах. Основні запаси нафти Передкарпатського прогину приурочені до тріщинуватих туфітів і туфогенних пісковиків олігоценного горизонту. У межах Закарпатського прогину приплив газу отримано з вулканічних туфів

тортону. Загалом колекторські властивості закарпатських вулканогенних і вулканогенно-осадових товщ зумовлені складною комбінацією первинних пор і вторинного тріщино-порожнинного простору, що виник унаслідок тектогенезу, вулканізму й поствулканічних епігенетичних змін. Це пояснює, що пористість і проникність не є постійними за площею та розрізом. І хоча колекторські властивості вулканогенно-осадових, вулканогенних і осадових порід, що з ними контактують, вивчалися епізодично, закарпатські товщі виявилися задовільними, а в низці випадків і непоганими колекторами (Ужгородська, Чопська й Солотвинська площі) [1]. Проникнення вулканічного тіла в осадові породи може набагато поліпшити їхні місткісні характеристики внаслідок розвитку тріщинуватості та флюїдизації. Можливе поліпшення колекторських властивостей і в зонах згасання поперечних розломів, оскільки пізніше над ними утворюється неотектонічна тріщинуватість [2].

Вулканогенні й вулканогенно-осадові типи колекторів представлені переважно порово-тріщинними і тріщинними типами. Порожнини, з яких видобувають газ і нафту, утворюються під час виходу газу або як результат вторинного вилуговування. Особливість колекторів такого типу – невідповідність між досить низькою місткістю й проникністю і високим дебітом свердловин, які їх розкривають.

Застосування методу пульсуючого електромагнітного зондування дає змогу визначати джерела на глибинах до 10 км та шляхи міграції флюїдів, які заповнюють конкретні вулканогенні й вулканогенно-осадові колектори, визначати сформовану флюїдодинамічну систему не тільки в осадових, а й вулканогенно-осадових і плутонічних комплексах для побудови адекватної генетичної моделі утворення вулканогенних і вулканогенно-осадових колекторів [3, 4].

Висновок. Накопичення флюїдів починається при формуванні вулканогенних та вулканогенно-осадових колекторів. Зазвичай такі колектори можуть мати декілька етапів наповнення нафтогазовими флюїдами, які контролюються тектоно-магматичними (плутонічними) процесами. Притоки у таких колекторах можуть поновлюватися у всі подальші геологічні епохи під час землетрусів та тектоно-магматичних подій в межах як структури, так і материка чи навіть всієї планети.

Література:

1. *Разработка* научного обоснования поисков нефти и газа в вулканогенно-осадочных породах Закарпатья / В.А. Краюшкин, Л.Н. Панасенко, В.П. Листов, Н.И. Марухняк, В.А. Масляк, Дж. Ф. Кенни. Киев, 1997. 40 с. (Препринт/ НАН Украины, Ин-т геологических наук; 97-1)
2. *Скопиченко І.М.* Формування вулканогенних та вулканогенно-осадових нафтогазоносних колекторів // *Тектоніка і стратиграфія*, 2018. №46. С.66-73
3. *Фінчук В.В. Скопиченко І.М.* Метод точечного електромагнітного зондирования и его возможности. В сб. «Екологія і природокористування». Дніпропетровськ. Вип. 6. 2003. С. 169-172.
4. *Скопиченко І.М., Фінчук В.В., Вергельська Н.В.* Визначення зон скупчення газу-метану у вуглепородних масивах методом точкового електромагнітного зондування (на прикладі вугільного басейну San Juan, США) // *Геофізичний журнал*, 2018. № 3. Т. 40. – С. 192-199.

**ВІДКЛАДИ У СКЛАДІ ВЕРХНЬОВЕРХОВИНСЬКОЇ ПІДСВІТИ
ОЛІГОЦЕНУ КРОСНЕНСЬКОГО ПОКРИВУ
В РАЙОНІ с. СМОЖЕ**

Шлапінський В.Є., Гавришків Г.Я., Гаєвська Ю.П.

Інститут геології та геохімії горючих копалин Національної Академії Наук

України, м. Львів, Україна

vlash.ukr@gmail.com; galinah2404@gmail.com; yuhaievaska@ukr.net

**UNDESCRIBED PREVIOUSLY DEPOSITS IN THE
VERKHNOVERKHOVINSK SUBSUITE OF THE OLIGOCENE OF THE
KROSNE COVER IN THE AREA OF THE VILLAGE SMOZHE**

Shlapinskiy V.Ye., Havryshkiv H.Ya., Haievaska Yu.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Lviv, Ukraine, vlash.ukr@gmail.com; galinah2404@gmail.com; yuhaievaska@ukr.net

Sediments of the Upper Verkhovyna subfacies of the Krosno facies of the Oligocene were first discovered in the area of the joint of the Bitlya-Svydovets and Turkiv subcovers of the Krosno cover. They are represented by gray carbonate argillites. However, in the lower part of the subfacies there is a stratigraphically normal a layer of black argillites and siliceous siltstones and dolomite marls. The authors conduct detailed research of sediments of dark layer to determine the presence of wind-clastic tuffs or components that would indicate its presence at the stage of sedimentation.

Зона зчленування лусок Бітлянського і Турківського субпокровів Кросненського покриву знаходиться на границі Сколівського і Турківського районів Львівщини (поблизу сіл Сможе, Мохнате, Матків, Івашківець, Климець в басейні р. Стрий)

У південно-східному напрямку від зазначених населених пунктів передові луски Бітлянського субпокрову складені виключно олігоценом та флішовими відкладами палеоцен-еоценового віку, що спостерігаються у складі трьох лусок. Вузол цих лусок називався "Сможевська структура", але це була не дуже вдала назва. Характерною особливістю вузла є субмеридіональне простягання порід, що пов'язане з його розташуванням в зоні впливу глибинного розлому Добромилів-Хуст. З південного сходу по лінії Мохнате-Климець (північ-південь) вузол обмежений дещо криволінійним скидо-зсувом, по якому палеоцен-еоценові відклади контактують з відкладами олігоцену південної луски Турківського субпокрову. На геологічній карті площі Климець тут позначені відклади головецької світи олігоцену, які в свою чергу насунені на породи нижньовержовинської підсвіти олігоцену, наступної (в північному напрямку) луски субпокрову [1]. Проведені у 1987, 1988 і 2020 рр. маршрутні спостереження по стр. Бахонський (ліва притока р. Сможанки) дозволили встановити, що дані утворення належать не до головецької, а до верхньовержовинської підсвіти північнішої луски Турківського субпокрову. Вони стратиграфічно нормально продовжують розріз середньовержовинської підсвіти. Верхня підсвіта складена типовим для неї набором порід. Це перешарування сірих сильно вапнистих аргілітів та глин з тонкими прошарками

пісковиків і алевролітів з конволюотною шаруватістю та мергелів. На відстані 150 метрів від підосви підсвіти добре відслонюється пачка (товщиною близько 60 м) чорних і сірих аргілітів, подекуди сильнокременистих пісковиків і сильнокременистих (майже кременів) доломітизованих мергелів. Дана пачка простежена за уламками кременів на півтора кілометри вздовж простягання.

Подібні темноколірні кременисті породи у верхньовержовинській підсвіті (верхньокросненська підсвіта), описані в басейні річок Путила і Чорний Черемош. У розрізі р. Ріпень Г.Д. Досин вище підосви підсвіти описав горизонт пірокластичних утворень товщиною 1–1,5 м, який охарактеризовано як попелеві кристало-вітрокластичні кислі ліпаритові туфи. Він відзначив, що за хімічним складом і петрохімічною характеристикою вони ідентичні чечвинським туфам верхньоменілітової світи Берегової скиби і є їхніми стратиграфічними аналогами [2]. В олігоценових відкладах у руслі Чорного Черемошу (приблизно 25 км на північний захід) Є.І. Вульчин і Я.О. Кульчицький [3] описали серед перехідних порід декілька прошарків кислих туфів, також ідентичних чечвинським та вважали їх одновіковими. З цим погоджуються й інші науковці, але із застереженням, що насправді це є верхньовержовинські відклади [4]. У руслі струмка Кривець (права притока Чорного Черемошу) поблизу смт Верховина Івано-Франківської області у складі верхньовержовинських відкладів на відстані 2 км вище устя В. Шлапінським у 1988 р. зафіксована кількадеметрові пачка з нехарактерним для цих відкладів набором порід. Ця пачка складена чорними тонкошаруватими аргілітами з вицвітами ярозиту, кременистими. Дещо вище по розрізу були знайдені сильно скременілі конкреції, одна з яких на вигляд являла собою типовий смугастий вапняк, однак проведені дослідження показали, що це змінений вітрокластичний туф. Вивчення розрізу дає підстави охарактеризувати його як верхньовержовинську підсвіту з темноколірною пачкою складеною прошарками туфів. Отже, темноколірні пачки з туфами мали широке поширення в розрізі верхнього олігоцену. Через значну денудацію відкладів цього часового діапазону тепер вони зустрічаються не часто.

Щодо розрізу по струмку Бахонський, то авторами проводяться детальні дослідження та аналіз взірців з темноколірної пачки на предмет наявності вітрокластики або компонентів, які б свідчили про її присутність на етапі осадоагромадження. Крім того, факт встановлення тут верхньовержовинських, а не головецьких відкладів, дає підстави значно скорегувати геологічну карту ділянки.

Література

1. Кузовенко В.В., Жигунова З.Ф., Петров В.Г. Отчет о результатах групповой комплексной геологической съемки масштаба 1:50000, проведенной на площади Климец Львовской и Закарпатской областей УССР в 1973-1976 г.г. Трест "Львовнефтегазразведка", КГП. Львов, 1977. 185 с. . Фонди ДП "Західукргеологія".
2. Досин Г.Д. Вулканічні туфи в кросненських відкладах Українських Карпат // Геол. журн. т. XXIV, 1964. вып. 2. С. 63-67.
3. Вульчин Е.И., Кульчицкий Я.О. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных образованиях Восточных Карпат // Тр. УкрНИГРИ Вып.1, 1959. С.97-107.

4. Шлапінський В.Є., Павлюк М.І., Тернавський М.М. Критичний розгляд проблемних питань стратиграфії і тектоніки Складчастих Карпат і прилеглих територій на прикладі Держгеолкарти-200 // Геологія і геохімія горючих копалин. 2020. № 1(182). С. 5-39

УДК 551

**ОСОБЛИВОСТІ РОЗРІЗІВ СЕРЕДНЬОМЕНІЛІТОВОЇ ПІДСВІТИ
ОЛІГОЦЕНУ І ПОЛЯНИЦЬКОЇ СВІТИ МІОЦЕНУ В ПОКУТСЬКИХ
СКЛАДКАХ БОРИСЛАВСЬКО-ПОКУТСЬКОГО ПОКРИВУ
ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ**

Шлапінський В.Є., Тернавський М.М., Гривняк Г. Б. Ковальчук Н.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів.

vlash.ukr@gmail.com

**PECULIARITIES OF SECTIONS OF THE MIDDLE MENILITE SUITE OF
THE OLIGOTSENE AND THE POLYANYTSKY SUITE OF THE MIOCENE
IN THE POKUTSKY FOLDS OF BORYSLAVSKO-POKUT COVERING
PRECARPATHIAN DEPRESSION**

Shlapinskyi V. Ye., Ternavskyi M. M., Hryvniak H. B., Kovalchuk N.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National
Academy of Sciences of Ukraine, Lviv.

Sediments of the Polyanytsya suite of the Miocene lie on rocks of the Middle Menilithic suite of the Menilithic suite of the Oligocene with a stratigraphic break-erosion. This is indicated by the materials by geological survey and drilling materials. According to the size of the fragments, it can be stated that fragments of Oligocene and Eocene rocks came from the north-east. This evidenced by examples of the presence of olistolites of these rocks in the north-eastern area of distribution of Polyanytsia deposits, as well as in other places. Incorrect delineation of these deposits can negatively affect the assessment of oil and gas prospects.

Олігоцен. Середньоме́нілітова підсві́та (P_3mnl_2)

Відклади олігоцену, *середньоме́нілітової підсві́ти* (P_3mnl_2), згідно залягають на породах нижньоме́нілітової підсві́ти, з якою вони пов'язані поступовими переходами. Верхня межа підсві́ти контролюється передполяницьким розмивом. На розмитій поверхні залишків підсві́ти з кутовою або прихованою стратиграфічною незгодою залягає поляницька сві́та міоцену. Всього від розмиву збереглися 15-40 м відкладів підсві́ти в північних лусках "складок" і до 230 м у Буковинських південних. Відклади середньоме́нілітової підсві́ти присутні в усіх лусках Покутсько- складок – в їх синклінальних частинах. Зазвичай середньоме́нілітова підсві́та представлена чергуванням сірих карбонатних аргілітів і пісковиків з переважанням аргілітів (в низах 60-80 %, а вище – до 90 %). Аргіліти сірі, темно-сірі, попелясті, тонко- і середньоплитчасті, м'які, сильно карбонатні (0,05-0,5 до 2,5 м). Пісковики сірі, дрібно- середньозернисті, карбонатні, слюдисті, за текстурами – масивні, шаруваті і хвилясто шаруваті (0,1-0,3 до 0,8 м). Крім того, в розрізі присутні

аргіліти чорні і темно-сірі невапнисті, зосереджені переважно у нижній частині підсвіти.

Починається розріз підсвіти з маркуючого горизонту смугастих вапняків і кременів. У північних лусках це чергування чорних кременів з теригенними породами, а в південних – присутні і смугасті вапняки. Потужність горизонту змінюється в широких межах від 0,3 до 8,0 м. Зафіксовані переходи кременів в смугасті вапняки по простяганню [3], є підтвердження, що це один і той самий горизонт. Точніше кажучи, цей маркуючий горизонт не знаходиться точно на межі, яка відокремлює темноколірні кременисті утворення нижньоменілітової підсвіти від сірих вапнистих порід середньої підсвіти. Як зазначено вище, перехід цей поступовий. Вже у верхній частині нижньоменілітової підсвіти з'являються сірі аргіліти, які перешаровуються з чорними. Натомість, вище горизонта-маркера дуже часто присутня десяти- тридцяти метрова темноколірна, кремениста, типового менілітового типу пачка і тільки над нею починають домінувати сіроколірні, карбонатні породи. Так ж закономірна послідовність розміщення пачок темно- і сіроколірних порід на границі нижньо- і середньоменілітової підсвіт, характерна і для розрізів олігоцену Берегової і Орівської скиб Скибового покриву.

Поляницькі відклади, які залягають вище з розмивом на залишках середньоменілітої підсвіти, також складені сірими карбонатними породами. Однак в поляницьких конгломератах є уламки і брили перевідкладених темноколірних, кременистих порід, які походять від розмитих менілітових відкладів олігоцену і, яких не може бути в розрізі середньоменілітової підсвіти.

На Державній геологічній карті 2003 р. масштабу 1:200000 аркушу «Чернівці» [1] представлена інша, помилкова схема поділу менілітової світи. Нерозчленована менілітова світа (конкретно не говориться який об'єм вона займає), як сказано в записці до карти, поступово переходить в сіроколірну поляницьку товщу. При цьому автори карти про розповсюджений у всіх лусках Покутсько-Буковинських складок маркуючий горизонт смугастих вапняків і кременів навіть не згадують. Власне не прийняття його до уваги і призвело до хибного висновку.

Нижній міоцен. Поляницька світа N_{1pl}

На відкладах середньоменілітої підсвіти залягають породи нижнього міоцену, поляницька світа (N_{1pl}). Про стратиграфічну перерву між ними свідчить відсутність у висхідному менілітовому розрізі частини середньоменілітової підсвіти, а верхньоменілітова підсвіта повністю розмита, і тому породи поляницької світи лежать на різних рівнях середньоменілітової підсвіти. Оскільки обидва стратиграфічні підрозділи складаються з сірих, карбонатних порід, то відокремити їх не просто. Власне це і дало підставу деяким геологам говорити про поступовий перехід від чорних аргілітів олігоцену до сірих товстоплитчастих аргілітів раннього міоцену [1]. Дійсно такий перехід має місце, однак не від нижньоменілітової підсвіти до поляницької світи, а до середньоменілітової, про що свідчить закономірне розміщення на одному стратиграфічному рівні маркуючого горизонту смугастих вапняків і кременів. Ігнорування факту, що цей горизонт залягає у

підшві середньоменілітової підсвіти, і обумовлює хибне уявлення про плавний перехід від олігоцену до міоцену.

Поляницька світа розповсюджена в синклінальних частинах лусок. Зазвичай вона представлена чергуванням аргілітів сірих, попелясто- і зелено-сірих, вапнистих з прошарками глин, пісковиків сірих і зеленувато-сірих, олігоміктових, від дрібно- до середньозернистих, карбонатних (0,1-0,6 до 1,5 м). Місцями в розрізі відзначаються пласти і лінзи гравелітів та конгломератів з гравієм і галькою флішових, та палеозойських порід. Переважно грубоуламкові породи зосереджені в нижній частині світи, а поблизу контакту з середньоменілітовою підсвітою вони містять значну кількість слабо обкатаних уламків кременів і чорних аргілітів олігоцену. Місцями поляницькі верстви загіпсовані і засолонені.

Характерно, що в сіроколірній середньоменілітовій світі, над маркуючим горизонтом смугастих вапняків і кременів, перевідкладених порід менілітового типу немає і бути не може. Це є ще одним доказом саме її присутності. Якщо би вся сіроколірна товща відповідала поляницькій світі, то якраз в низах її і були би сконцентровані крупні уламки і брили менілітових порід. Тільки наявність останніх, а не виключно екзотичних конгломератів (останні знаходяться на різних стратиграфічних рівнях), і є характерною ознакою товщі – поляницької на відміну від середньоменілітової. Загалом зауважено, що крупність уламків і екзотичних конгломератів, і перевідкладених порід менілітової світи зростають в поляницькій світі у північно-східному напрямку. Особливо великих розмірів досягають фрагменти тіл менілітового типу серед поляницьких відкладів, найбільш висунутої на північний схід смуги їхнього розвитку в басейні р. Серетель. У картувальній свердловині №44 площі "Краснопутна," пробурений у лівій притоці р. Серетель, західніше г. Мерисорій в інтервалі 0-100 м пройдено темноколірні менілітові відклади, нижче: 100-105 м – аргіліти, пісковики і гравеліти поляницької світи, 105-147 м – конгломерати, складені з гальки пісковиків [2]. Конгломерати, до складу яких входять галька та брили порід менілітової світи і еоцену, зафіксовані в районі Красноільська в потоках Дунавець і Валінита (відсл. №№ 1148, 1153 і 1456 пл. "Краснопутна". Виходячи з величини уламків можна констатувати, що фрагменти порід олігоцену і еоцену надходили з північного сходу. Про це свідчать приклади присутності олістолітів цих порід у південно-східному ареалі розповсюдження поляницьких відкладів, а також в інших місцях. Наприклад, в складі слобідських конгломератів на антикліналі Слобода Рунгурська. Підсумовуючи вище викладене відзначимо, що хибне розмежування даних відкладів, може в негативний спосіб відбитися на оцінці перспектив нафтогазоносності.

Література:

1. Ващенко В.О., Євтушко Т.Л., Британ А.Й. Державна геолгічна карта України. Масштаб 1:200000. Карпатська серія. М-35-XXXII (Чернівці), L-35-II (Кимпилунг-Молдовенеску).

Пояснювальна записка. ДП "Західукргеологія", Львівська ГРЕ. – К., 2003. – 89 с., 4 дод. Фонди ДП "Західукргеологія".

2. Скордули Г.А., Малиновская О.И. Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Краснопутна Черновицкой области УССР в 1956 г. Объед. "Укргаз", ГПК. – Львов, 1957. – 126 с. Фонди ДП "Західукргеологія".
3. Шлапінський В.Є. Літологічний склад і стратиграфія нижнього олігоцену межиріччя Чорної Тиси і Чорного Черемошу // Прикладна наука сьогодні: здобутки і проблеми. Міжнародна науково-технічна конференція до 50-річчя УкрДГРІ. – Київ, 2007. – С. 194-196.

УДК 550.43:553.97

ВИДІЛЕННЯ ПЕРСПЕКТИВНИХ ДІЛЯНОК ТОРФОВИДОБУТКУ У ЛЬВІВСЬКІЙ ОБЛАСТІ ДЛЯ ВИЛУЧЕННЯ ГУМАТІВ

Яковенко М.Б., Хоха Ю.В., Любчак О.В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
igggk@mail.lviv.ua

SELECTION OF PROMISING AREA FOR PEAT PRODUCTION IN THE LVIV REGION FOR HUMATES EXTRACTION

Yakovenko M., Khokha Yu., Lyubchak O.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National
Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, igggk@mail.lviv.ua

The necessity of using peat as a raw material for the chemical industry, including for the production of humic acids and their salts, is shown. The geochemical parameters of peat, which determine its suitability for the extraction of humic acids: humus content, degree of decomposition, ash content and peat reserves. Based on established geology-geochemical and geotechnological characteristics of peat in the Lviv Region, perspective area for development of peat extraction industry was distinguished.

Протягом тривалого періоду торф слугував джерелом низькоякісного палива місцевого значення. Сезонність його видобутку, особливості здійснення робіт на торфовищах та низка інших факторів, насамперед широкий доступ промисловості та населення до енергії вугілля, а пізніше – природного газу, призвели до поступової втрати інтересу до цієї корисної копалини [1]. Якщо врахувати тенденції до цілковитої відмови від отримання енергії спалюванням органічної викопної сировини, то найближчими десятиліттями використання енергетичного торфу припиниться взагалі.

В контексті збереження та розвитку торф'яної галузі важливим є збільшення асортименту продукції, затребуваної на ринку, насамперед внутрішньому. З другої половини XX сторіччя проводяться дослідження щодо вилучення із торфу окремих компонентів чи вузьких фракцій, що становлять цінність в галузях, відмінних від енергетичної та сільськогосподарської. Серед

переліку продукції з торфу наша увага зосереджена на отриманні присадок для бурових розчинів – водорозчинних гуматів лужних металів.

Додавання гуматів поліпшує реологічні властивості бурового розчину, а великою його перевагою перед іншими модифікаторами є екологічна безпечність використання, особливо якщо йдеться про свердловини, що перетинають водоносні горизонти, забруднення яких в процесі виконання робіт є неминучим. Залишок після вилучення солей гумінових кислот – дегумінізований торф, може знайти своє застосування для поліпшення якості певних видів ґрунтів.

Попередню оцінку придатності ділянки для торфовидобутку ми здійснювали за такими параметрами – запаси родовищ, ступінь розкладання та ботанічний склад, вміст гуматів та зольність [2].

Для побудови картосхеми ступеня розкладання торфів Львівської області нами використані дані з 66 родовищ [3]. Дані отримано за результатами комплексних досліджень, проведених лабораторіями ЛДУ імені Івана Франка, Львівської міжобласної інспекції «Укрінсторфдобриво» і Львівської геологічної експедиції, визначення проводилось за стандартом ГОСТ 10650-72, який передбачає відділення коагульованого гумусу (після обробки FeCl_3) від волокон ситовим аналізом у водному середовищі з формуванням об'ємів осадів центрифугуванням і подальшим визначенням ступеня розкладання за допомогою графіка.

Встановлено, що ступінь розкладання торфів Львівщини коливається в широких межах, складаючи у середньому близько 30 %. За цим показником торфи майже усіх родовищ регіону цілком придатні для використання в якості джерела гуматів, для яких ступінь розкладання має перевищувати 30%. Ступінь розкладання (R) торфів Львівської області характеризується відносно неоднорідним розподілом (коеф. варіації - 32,1, дисперсія - 79,9, ст. відхилення - 8,94).

Загалом ступінь розкладання (R) торфів Львівської області коливається в широких межах – середні значення R торфів 27,85 % (min = 12,93; max = 52,5 %, вміст за медіаною = 27,5 %).

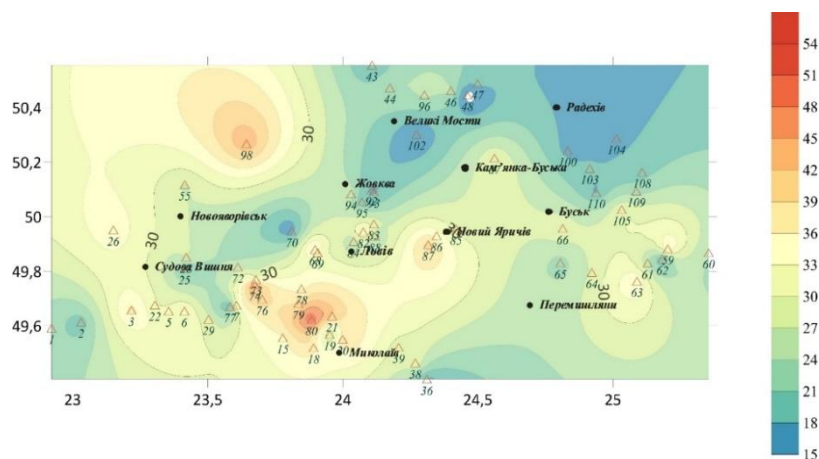


Рисунок 1 - Розподіл ступеня розкладання торфів Львівської області

На рис. 1. виокремлюються зони, найбільш сприятливі для видобутку торфів, з огляду на ступінь розкладання, проте лише цих даних недостатньо для вибору перспективних ділянок.

Не менш важливим параметром торфу є сумарний вміст гумусу, який являє собою специфічну органічну речовину полімерної нерегулярної будови, яка утворилася в процесі біохімічних процесів трансформації органічних залишків рослинного походження. Основні складові цієї гетерогенної полідисперсної системи високомолекулярних азотовмісних сполук є гумінові та фульвокислоти разом із залишком, що не підлягає гідролізу (гумін).

Вміст гумусу в органічній речовині (ОР) торфів Львівської області характеризується досить однорідним розподілом (коэф. варіації – 29,99, дисперсія – 39,5, ст. відхилення – 6,29). Загалом органічна речовина низинних торфів Львівської області збагачена гумусом. Середній вміст гумусу в ОР торфів 20,96 % (min = 9,8; max = 35,5 %, вміст за медіаною = 19,48 %). Для родовищ Львівської області розподіл вмісту гумусу показано на рис. 2:

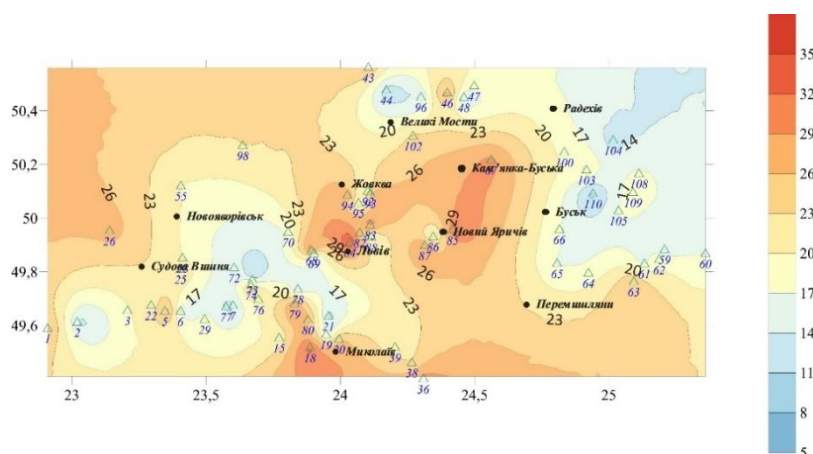


Рисунок 2 - Розподіл вмісту гумусу торфів Львівської області

Ділянки максимального вмісту гумусу, показані на рис. 2, відповідають локалізації торф'яних родовищ, матеріал яких є найбільш придатним для вилучення гуматів калію та натрію. Якщо врахувати разом із рис. 2 відомості з рис. 1, то виокремлюється зона, що простягається від Миколаїва на північний схід до Кам'янки-Буської через Новий Яричів. Зі сходу ця ділянка обмежена Перемишлянами, а із заходу – Львовом.

У вказаній зоні нами виокремлено декілька родовищ, які за своїми технологічними та геологічними характеристиками можуть бути цілком придатними для видобутку гумінової сировини. В Кам'яно-Буському районі – це Дідилівське та Яричевське родовища; особливу увагу привертає останнє, яке розташовано при с. Великі Підліски, з огляду на високі прогностні ресурси торфу в 3,3 млн. т. В Миколаївському районі потенційно придатними для поставленої мети є чотири родовища, які характеризуються середньо-малими запасами: Вербіжське, Сайківське, Демнянське та Тростянецьке. Прогностні запаси цих родовищ знаходяться в межах 0,16-0,22 млн. т.

Для перелічених родовищ також врахована середня зольність торфу. Загалом, зольність не перевищує 48%, а в середньому складає 32,3%. За

сукупними показниками, що враховують запаси, зольність, ступінь розкладання та вміст гумусу, найбільш перспективними для розробки торфу з метою вилучення гуматів калію та натрію є Яричевське та Тростянецьке родовища.

Література

1. Хоха Ю.В. Геолого-геохімічні та геотехнологічні особливості торф'яних родовищ Львівської області / Ю.В. Хоха, М.Б. Яковенко, Д.В. Лук'янчук // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2013. – № 3-4 (164-165), С. 56-61.
2. Физика и химия торфа / И. И. Лиштван, Е. Т. Базин, Н. И. Гамаюнов, А. А. Терентьев. – М.: Недра, 1989. – 304 с.
3. Галенко В. Г., Семчук С. А., Екимова Н. А. Отчёт по теме "Составление геолого-экономических обзоров по основным торфодобывающим областям УССР" (Львовская область). – Львов, 1974. – т. I. – 240 с.

УДК 553.97;622.331'1

ДОСЛІДЖЕННЯ ЗМІШАНИХ ТА ПЕРЕХІДНИХ ТОРФІВ ЖИТОМИРСЬКОЇ ОБЛАСТІ НА ПРИКЛАДІ ТОРФОВИЩА «ЯМНИ» *Ярошовець К.А.*

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ,
katerina.yaroshovetseo_33@ukr.net

RESEARCH OF MIXED AND TRANSITIONAL PEATS OF ZHYTOMYR REGION ON THE EXAMPLE OF YAMNA PEATLANDS

Yaroshovets K.A.

Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine,
katerina.yaroshovetseo_33@ukr.net

Peat is a strategic resource of Zhytomyr region, at the moment peat is not fully used, insufficiently or little studied, so a detailed study of peat in Zhytomyr region remains a priority. One of the promising peatlands in the Zhytomyr region is the Yamny deposit. The article is devoted to the study of peat in this region. The information on ash content, degree of decomposition, botanical composition and agrochemical indicators of mixed and transitional peat of Yamny peat bog is considered.

Житомирська область розташована в основному в Центральному Поліському районі [1]. Частка запасів торфу в Житомирській області, від загальних в Україні, становить 4%. В основу роботи покладені матеріали, які були зібрані безпосередньо автором, систематизовані, та опрацьовані картографічні матеріали. Автором створена база даних по торфовищу «Ямни» та створені ілюстровані матеріали. Торфові родовища розташовані переважно в північно-західній частині області [2]. На території Житомирщини переважають торфовища низинного типу – 88,5% [3], багат шарові болотні і очеретяні види покладів, значно менше лісо-болотних, рідше зустрічаються поклади осоково-гіпнові і деревно-вільхові, розташовані вони переважно в заплавах річок.

Заторфованість Житомирської області обумовлена, головним чином, характером рельєфу, геологічною будовою, а також кліматичними умовами, великою залісненістю і заболоченістю території. Середня заторфованість області дорівнює 1,01%. Серед торф'яних родовищ низинного типу переважають багат шарові топяні і очеретяні види покладів, значно менше лісо-топяні. Рідше зустрічаються поклади осоково-гіпнові і деревно-вільхові. Поклади перехідного типу представлені перехідно-топяними і перехідно-лісовими видами. Серед верхового типу поширені поклади пушицевими і пушицево-сфагновими видами.

Південна ділянка торфовища Ямни розташована в адміністративних межах Овруцького та Олевського районів Житомирської області, на відстані 3 км на південний захід від с. Усове Овруцького району та за 1,5 км на північ від с. Рудня Озерянська Олевського району. В орографічному відношенні територія родовища приурочена до провінції Поліської низовини (Українське полісся) та представлена Олевською зандровою рівниною з наявністю алювіальних річкових долин і мікрозападин, до яких приурочені масиви торфових боліт [4].

По своєму геологічному утворенні і геоморфологічному положенню торфовище «Ямни» розташоване в межиріччі рр. Перга і Плотниця. Торф'яне родовище складається з двох відокремлених ділянок, шириною від 250 до 600 м, умовно більша ділянка (південна) іменується – I і менша (північна) – II.

Торфове родовище «Ямни» знаходиться в межах північно-західної частини Українського щита, в геологічній будові якого беруть участь метаморфічні, місцями магматичні кристалічні породи докембрійського фундаменту, перекриті корою вивітрювання й осадовим чохлам – переважно антропогеновими відкладами. Останні представлені середньоплейстоценовими водно-льодовиковими (піски, супіски, суглинки) та озерно-болотними (мул, сапропель, торф) або болотними (торф) утвореннями [4].

У гідрогеологічному відношенні район розміщення торфовища приурочений до гідрогеологічної області Українського щита (Український басейн тріщинних вод), зокрема Припятьсько-Дніпровського (або Придніпровського) району другого порядку. Підземні води поширені в тріщинуватій зоні кристалічних порід і четвертинних відкладах різного генезису. Живлення торф'яного покриву є змішаним, тобто атмосферно-грунтовим.

Площа родовища в кордоні промислової глибини торф'яного покладу, проведеної за глибиною 0,9 м, становить 256,6 га, в тому числі по ділянці I – 173,4 га; по ділянці II – 77,8 га. Площа родовища з балансовими запасами торфу – 251, 2 га.

Корисна копалина Південної ділянки торфовища «Ямни» представлена торфом змішаного та перехідного типів, топяний підтип, переважно осокового, осоково-сфагнового виду, який відповідає основним вимогам до якості торфу. Перехідний тип покладу поширений у східній частині ділянки між поперечниками 0–12 та далі, займаючи лише південну частину ділянки, розповсюджується до 22 поперечника. Змішаний тип покладу поширений у північно-західній частині Південної ділянки.

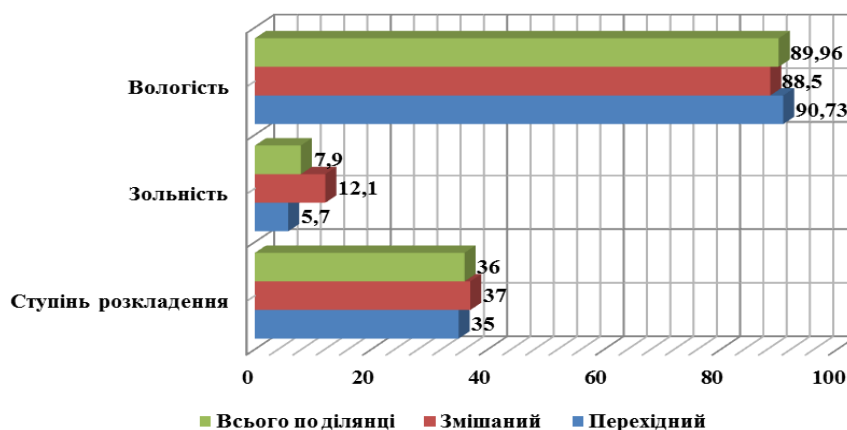


Рисунок 1 – Показники властивостей по видам сировини і типам залягання, %

Ступінь розкладу торфуги склав у цілому по Південній ділянці – 36 %, середня природна вологість покладу – 89,96 %, середня зольність корисних запасів по родовищу – 7,9 %, середня потужність торфуги – 1,64 м.

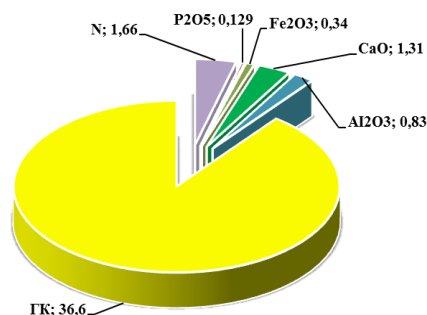


Рисунок 2 – Агрохімічна характеристика перехідного типу торфуги, %

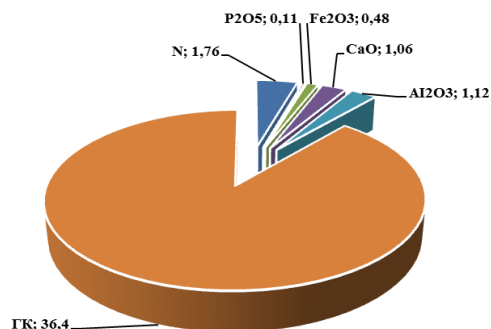


Рисунок 3 – Агрохімічна характеристика змішаного типу торфуги, %

Вміст у торфугі оксидів кальцію, фосфору, заліза, алюмінію, а також вміст азоту та гумінових кислот знаходяться у границях, характерних для даних типів та видів торфуги. По ботанічному складу перехідний тип торфуги представлені такими торфоутворюючими рослинами, а саме сфагнові мохи, пушиця та осока, також присутні домішки кустарниками та деревні залишки, що стосується змішаного типу торфуги, то переважають сфагнові мохи та пушиця, трохи рідше осока та тростник, поодинокі домішки кустарників та деревних залишків.

На території Житомирської області переважає низинний тип торфуги. Вони різноманітні за своєю природою, що пояснюється умовами водно-мінерального живлення, і в подальшому сприяє формуванню низинних торфів. Житомирська область має значний потенціал торф'яних ресурсів, який використовуються в недостатніх обсягах. Окремого вирішення потребує проблема комплексного використання торфуги, в тому числі в сільському господарстві, будівництві тощо. Таким чином, розвиток досліджень властивостей торфуги в Житомирщині в подальшому відкриває перспективи для всебічного використання даної сировини в різних галузях.

Література

1. Гетьман Б.Г. Детальные поиски торфяных месторождений в Житомирской области 1989-1993 гг./ Б.Г. Гетьман. г.Киев, 1993. – ст.254.
2. Регіональна доповідь «Про стан навколишнього природного середовища Житомирської обл. у 2019 р.» с.218.
3. Стратегія розвитку Житомирської обл. на період до 2020 р. 2015. – с.152.
4. Никифорчук Л.И., Сидоренко Е.И. Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Ямны Овручского района Житомирской области. УССР/ Л.И. Никифорчук, Е.И. Сидоренко. г. Киев, 1986. – 134 с.

УДК 53.04:539:620.9 (477)

МОДЕЛЬ ОЦІНКИ СТРАТЕГІЧНОЇ ВАЖЛИВОСТІ ВИДІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН УКРАЇНИ

Яценко В.Г., Заборовська Л.П., Земсков Г.О.

Державна установа "Інститут геохімії навколишнього середовища
Національної академії наук України", Київ, Україна, vgyatsenko@gmail.com

MODEL FOR ASSESSING THE STRATEGIC IMPORTANCE OF TYPES OF MINERAL RAW MATERIALS IN UKRAINE

Yatsenko V., Zaborovska L., Zemskov G.

State Institution «The Institut of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»,
Kyiv, Ukraine, vgyatsenko@gmail.com

Based on the model of quantitative score-rating assessment of the strategic importance of types of minerals, it is reasonable to form a list of strategic mineral resources of Ukraine, consisting of 14 types of minerals: zirconium, uranium, iron, hafnium, germanium, titanium, vanadium, gallium, lithium, cobalt, manganese, graphite, rare earths, scandium.

В наш час світовий мінерально-сировинний комплекс демонструє тенденції до збільшення видобутку і споживання мінеральних матеріалів, концентрації їх виробництва, зниження забезпеченості світової і національних економік запасами багатьох видів мінеральної сировини, чим пояснюється прагнення в загальному списку споживаних країною корисних копалин виділити найбільш пріоритетні мінеральні ресурси («стратегічні і критичні мінеральні ресурси», «стратегічні види корисних копалин», «стратегічно важливі для економіки» та ін. терміни), які оголошуються головною турботою держави в сфері мінерально-сировинної політики [1].

Дослідження показують, що виділення стратегічних видів корисних копалин це далеко не тривіальна задача. Складність, перш за все, полягає в тому, що конкретні види мінеральної сировини не містять іманентно властивих їм однозначних ознак стратегічності. З іншого боку, ступінь стратегічності одного і того ж виду корисної копалини може бути неоднаковою з урахуванням умов різних країн. Таким чином, не дивлячись на пильну увагу геологів, економістів, політологів, представників промислових корпорацій, на

сьогоднішній день в світі відсутня загально визнана і прийнята система оцінки стратегічності (критичності) мінеральної сировини. В цій галузі поки що превалює емпіричний підхід, відзначаються також відверто декларативні випадки надання конкретним видам мінеральної сировини якості «стратегічних» без будь-яких наукових обґрунтувань [2].

Щоб оцінити значимість різних видів корисних копалин України, зрозуміти їх стратегічність і визначити їх потенціал і пріоритет для видобутку, авторами було розроблено систему кількісної оцінки рівня стратегічності видів мінеральної сировини для країн, що володіють потужною мінерально-сировинною базою з багатьох видів корисних копалин не тільки для забезпечення потреб власної економіки, а й реалізації експортних поставок мінеральної продукції в значних обсягах.

Модель базується на кількісній бально-рейтинговій оцінці рівня стратегічності окремих видів мінеральної сировини. В основу моделі закладені відомі підходи до вивчення критичності сировинних матеріалів [3, 4]. Структура моделі, що складається з 2-х чинників – глобального і національного, 7 компонент и 17 індикаторів, проілюстрована на рисунку, на якому також показані відповідні ваги компонентів.

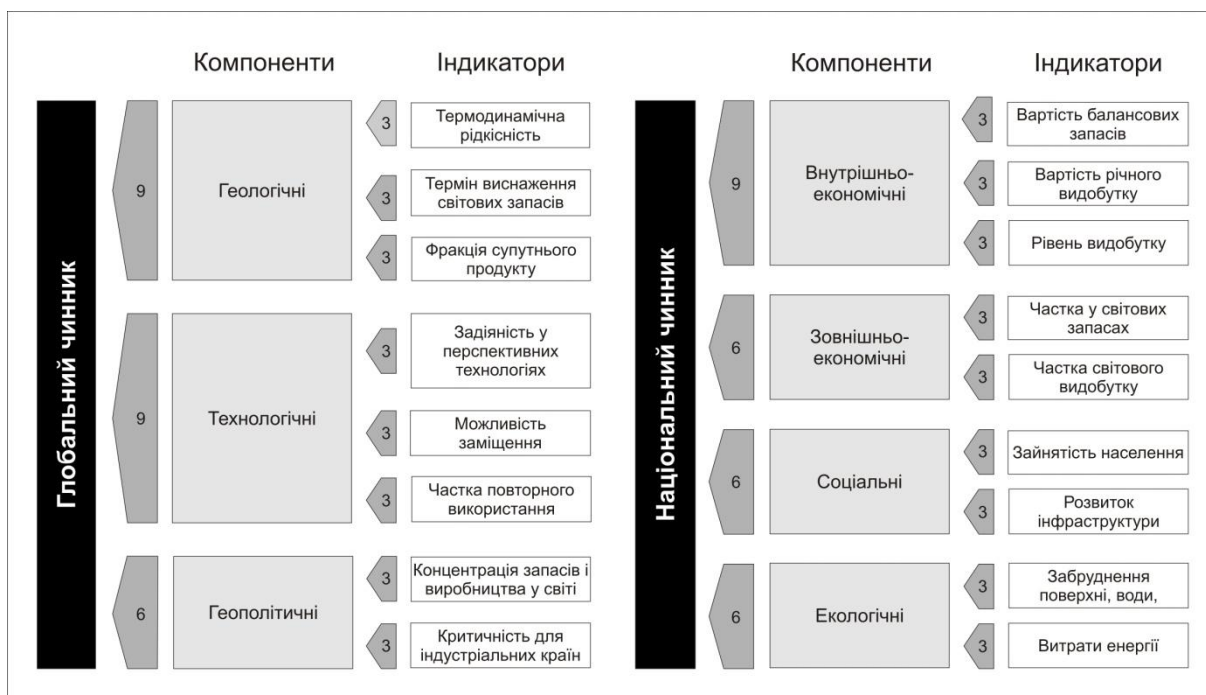


Рисунок - Модель оцінки рівня стратегічності мінеральної сировини

Глобальний чинник охоплює показники, які є загальними для будь якої країни світу на дострокову перспективу. Він складається з 3-х компонент – геологічної, технологічної і геополітичної.

Геологічна компонента має максимальну вагу 9 балів і характеризується індикаторами термодинамічної рідкості, терміном виснаження світових запасів і фракцією видобування металу як супутнього продукту.

Технологічна компонента теж має максимальну вагу 9 балів і характеризується індикаторами перспективності залучення у нових "зелених" технологіях, можливостей заміщення, часткою повторного використання.

Геополітична компонента має максимальну вагу 6 балів і складається з індикаторів концентрації запасів сировини у світі і ступеню критичності відповідного виду сировини для ведучих індустріальних країн.

Національний чинник складається з 4-х компонент: внутрішньоекономічна, зовнішньоекономічна, соціальна і екологічна.

Внутрішньоекономічна компонента має максимальну вагу 9 балів і характеризується індикаторами вартості запасів мінеральної сировини в надрах країни, вартістю річного видобутку сировини і масштабом видобутку.

Наступні три компоненти мають максимальну вагу по шість балів.

Зовнішньоекономічна компонента характеризується індикаторами частки світових запасів тієї чи іншої сировини і часткою у світовому видобутку.

Соціальна компонента характеризується індикатором зайнятості населення, яке залучено у ланцюжку видобутку, переробці відповідної сировини і виготовленні продукції, а також індикатором супутнього розвитку інфраструктури.

Екологічна компонента характеризується індикаторами небезпечності забруднення поверхні, води, повітря, а також витратами енергії під час проведення видобувних робіт і діяльності гірничо-збагачувальних комбінатів.

Пропонована модель в принципі має універсальний характер, але розроблялася вона в першу чергу з метою застосування в реальних умовах України: особливостей її мінерально-сировинної бази, пріоритетів індустріального розвитку, соціально-політичної та екологічної обстановки в державі.

З розгляду виключені горючі корисні копалини, що безумовно мають першорядне стратегічне значення для забезпечення енергетичної безпеки держави, а також підземні води, які відіграють ключову роль в життєзабезпеченні населення.

В результаті оцінки рівня стратегічності для 45 видів мінеральної сировини України обґрунтовано формування Переліку стратегічних мінеральних ресурсів України, що складається з 14 видів корисних копалин (ранжируваних за кількістю балів): цирконій, уран, залізо, гафній, германій, титан, ванадій, галій, літій, кобальт, марганець, графіт, рідкісні землі, скандій.

З визначеного переліку стратегічних мінеральних ресурсів залізо видобувається у великих об'ємах, достатніх як для забезпечення внутрішніх потреб, так і для широкомасштабного експорту. По урану, титану, цирконію, марганцю, графіту Україна володіє розвиненою мінерально-сировинною базою і здатна найближчим часом наростити випуск продукції.

Рідкісні землі, літій, скандій, германій, кобальт, ванадій потребують першочергової уваги з боку держави для створення сприятливих умов для їх видобутку у майбутньому.

Вищенаведений перелік стратегічних мінеральних ресурсів України не є сталим: з часом він може змінюватись через надходження більш детальної

інформації про стан мінерально-сировинної бази конкретних видів корисних копалин в Україні, визначення стратегії її економічного розвитку, а також внаслідок змін у світовій мінерально-сировинній кон'юнктурі.

Література

1. Кулиш Е. А., Сорокин А. П., Яценко В. Г. Стратегические минеральные ресурсы Украины и Дальнего Востока России. Киев: Логос, 2009. 77 с.
2. Яценко В.Г., Земсков Г.О. Стратегічні мінеральні ресурси: сутність, призначення, головні завдання // Матеріали Четвертої міжнародної науково-практичної конференції (6–10 листопада 2017 р., м. Трускавець): у 2 т. – К.: ДКЗ, 2017. – Т.1. – С. 24-30.
3. Graedel T. E. [et al.]. Methodology of Metal Criticality Determination // Environmental Science & Technology. 2012. № 2 (46). С. 1063–1070.
4. Graedel T. E., Nassar N. T. The criticality of metals: a perspective for geologists // Geological Society, London, Special Publications. 2015. № 1 (393). С. 291–302.

UDK 553.981.2:550.4

TRANSFORMATION OF SANDSTONES CLOSED POROSITY IN CATAGENESIS CONDITIONS

Antipovych Y.V.

Institute of geotechnical Mechanics named by N. Poljakov of National Academy of Sciences of Ukraine, Dnipro, Ukraine, Yana_Antipovich@ukr.net

The paper presents the results of the study of closed porosity of the Donetsk basin carboniferous sandstones. With the help of optical studies of thin sections of carboniferous sandstones, the size and volumes of fluid inclusions that form the grain closed porosity, as well as the regularities of the transformation of these parameters under catagenesis conditions, have been established. Using the method of calculating the volume of gas inclusions in clastic grains of sandstones, it is established that the volumes of the grain closed porosity vary by polynomial dependence. The study found that the volume of grain closed porosity in the quartz grains of the Donetsk Basin sandstones is on average 1.5-2 times higher than the indicators of cement closed porosity (volume of isolated pores in the cementitious substance of the rock). The results obtained can be used to improve the determination of the absolute porosity of rocks, as well as a number of issues related to the safety of work in mines.

Porosity is one of the main parameter that is studied when assessing the reservoir potential of the rock, as well as when solving a number of problems related to the safe conduct of operations in mines.

It is known that the main types of porosity are absolute, open and closed. In practice, the absolute and open types of porosity are mainly taken into account. It is believed that closed porosity is of no practical interest since it is represented by isolated pores in which fluid movement is impossible. In addition, the closed porosity indicators, which are calculated from the difference in the values of the absolute and open porosity, usually do not exceed 1-2%. It should be noted that in order to determine the absolute porosity index, the rock in laboratory conditions is ground to

rock-forming grains. Thus, only that part of the open and closed pores, which is in the cement of the rock, is opened.

During the optical study of thin sections of carboniferous sandstones of the Donetsk basin, in order to solve the problems of their outburst hazard, as well as to evaluate them as potential gas reservoirs, a new subtype of closed porosity was identified. It has been suggested to call it grain closed porosity [1].

Grain closed porosity is formed with numerical inclusions in the quartz grains of sandstones. Inclusions are mainly gas, less gas-liquid. Most of the gas inclusions were formed directly in the Donetsk Basin, during catagenetic processes. The composition of the gas inclusions are methane, carbon dioxide and nitrogen [2]. The peculiarity of gas inclusions of quartz grains of Donbas sandstones is their small size. On average, they are 1.5-2 microns.

The peculiarity of the Donetsk Basin is that it contains the rocks of all three substages of catagenesis - early, middle and late. This makes it possible to investigate all secondary changes of rocks that occur after diagenesis to their transformation into metamorphic rocks. During catagenesis, thermobaric and geochemical conditions change, which have a significant influence on the mineral composition of rocks, physical and mechanical properties, etc.

The main research in this work was carried out by the optical method, using a POLAM-R111 microscope. Sandstone thin sections, used in the study, were made from samples selected in geological areas of the Donetsk Basin that contain coal of different grades and differ in tectonic dislocation (Table 1). Thanks to this, it was possible to establish the size of micropores, their number, shape, volume, regularities of changes depending on the degree of transformation of rocks under conditions of catagenesis. Inclusions and micro-deformations in optical examination were taken into account in quartz grains with their size not less than 0.05 mm, which corresponds to the minimum grain size of the sand fraction. The samples, from which the thin sections were made, were represented by carboniferous, oligomictic sandstones with carbonate, clayey, and clay-carbonate types of cement.

Table 1 - Sandstone sampling areas

The name of the geological and industrial region of the Donetsk basin	Mine or area name	Sandstone index
Pavlogradsko-Petropavlovsky	Blagodatna	C ₅ Sc ₇
	Braginivska area	C ₁₀ Sc ₁₂
Krasnoarmeysky	Kurakhivska	I ₁ Sl ₂
	Mine named after O.G. Stakhanov	I ₂ SL ₂ ¹ L ₇ Sl ₇
Donetsko-Makeyevsky	Mine named after O.F. Zasyadka	I ₁ Sl ₂ ¹ L ₁ Sl ₁
Almazno-Maryivsky	Sanzharivska area	m ₃ SM ₄ m ₆ ² Sm ₆ ³ O ₁ SO ₂
Dovzhano-Rovenetsky	Rovenkivska	h ₁₀ Sh ₁₁

By means of a complex of researches it is established that the size of gas inclusions in quartz grains of carboniferous sandstones of Donetsk Basin decreases

with increasing degree of catagenetic transformations. Mean values vary from 1.5 to 0.75 μm .

The main parameter that was taken into account in the study of grain closed porosity was the volume of fluid inclusions. It was determined during optical studies of thin sections of sandstones according to the developed method [3].

Using the method of calculating the volume of gas inclusions in clastic grains of sandstones, it is established that the volumes of the closed grain porosity vary by polynomial dependence. For the early substage of catagenesis insignificant volumes which make approximately 2% are characteristic. This is due to the fact that microdeformations in quartz grains begin to appear and gradually heal with fluid at an early stage. The largest volumes of grain closed porosity of sandstones are characteristic of the middle stage of catagenesis and reach 4%. The middle stage of catagenesis is characterized by the largest number of microdeformations. Gas inclusions in these microdeformations have clear shapes and sizes. It is the sandstones of the middle stage of catagenesis that are the most informative from the point of view of studying gas inclusions in the quartz grains of Donetsk Basin sandstones. At the late stage of catagenesis, the volumes of gas inclusions decrease and reach 2%. This is due to the fact that at a late stage of catagenesis, under the influence of high pressure, the structure of quartz begins to change. The monolithic grain is transformed into an aggregate, its parts are cleaned, deformations and microinclusions pass at the grain boundary.

It is worth noting that the values obtained using the proposed method are not absolute, since the study of sandstone thin sections under an optical microscope at 1200 magnification allows to obtain a minimum size of inclusions of 0.5 μm . Exploring the thin sections at higher magnification values would allow for an even smaller size of inclusions and as a result additional volume values.

The volume of grain closed porosity in the quartz grains of the Donetsk Basin sandstones is on average 1.5-2 times higher than the indicators of cement closed porosity (volume of isolated pores in the cementitious substance of the rock). If the closed porosity index, calculated on the difference between total and open porosity, for sandstones of Donetsk Basin is on average 1-2%, given the grain closed porosity, it can reach 4% and more.

The results obtained are important in the study of the porosity of rocks. When setting the absolute porosity, it is important to consider the volume of closed pores contained in the clastic grains of the rocks in the form of gas inclusions. This will allow us to get more accurate data and more accurate figures.

References

1. Baranov V.A. The results of the research of sandstones closed porosity / V.A. Baranov, Y.V. Antipovich // Journal of geology, geography, and geoecology. – 2018. – Vol. 27 (3), p. 414-421.
2. Baranov V.A. Micro disturbance of quartz sandstones of Donbas in connection with their outburst // Thesis for the degree of the candidate of geological sciences in specialism area 04.00.16 – The geology of solid fuels. Dnepropetrovsk Mining Institute, Dnepropetrovsk, 1989 (in Russian).
3. Antipovich Y.V. Method of determining of closed porosity in clastic grains of rocks / Y.V. Antipovich // Geotechnical Mechanics. – 2018. – Vol. 142, p. 67-72.

FEATURES OF GEOLOGICAL STRUCTURE IN THE AREAS OF "IRIDIUM" LAYER DETECTION IN DIFFERENT REGION OF THE WORLD

Korchagin I.¹, Yakymchuk M.²

¹Institute of Geophysics NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

Frequency-resonance processing of satellite images of the well drilling site within the Chicxulub structure, in which an intense iridium anomaly was mapped, as well as areas of iridium anomaly detection in Italy and Spain, was carried out. The responses at the frequencies of iridium, osmium and nickel, found in the core of drilled wells, were also recorded at depths of 57 and 59 km. The research results can be considered as additional evidence in favor of the volcanic model of the Chicxulub structure formation, as well as iridium anomalies within it.

The article [1] presents materials of well drilling within Chicxulub structure, in which an intense iridium anomaly was found. Iridium anomalies in various regions of the world are associated with mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. The report presents the results of a reconnaissance survey in the areas of iridium anomalies detection.

Experimental studies were carried out using the technology of integrated assessment of the oil and gas prospects of large search blocks and local areas, which includes methods of satellite images and photo images frequency-resonance processing, as well as vertical sounding (scanning) of a cross-section in order to determine the depths and thicknesses of productive horizons and cross-section rocks. The features of the technology used, as well as the results of its testing and practical application, are described in articles and conference materials, including [2-4].

In Fig. 1, the position of the M0077 well within Chicxulub structure is indicated on satellite image by a marker, and a rectangular contour is the area of frequency-resonance processing. Figure 2 shows a photograph of a small core interval [1], within which an iridium anomaly was recorded.

During the frequency-resonance processing of local image fragment in the area of well, the presence of a young granite volcano with a root at a depth of 470 km in this part of the Chicxulub structure was established (confirmed) [4]. From the surface, responses from nickel, iridium and osmium were recorded.

At the surface of 1700 m, the responses from iridium were obtained from the upper part of cross-section, and at a depth of 2000 m, signals of low intensity from iridium were recorded from the lower part of cross-section.

On the surface of 57 km, there were no responses from iridium, and at a depth of 59 km, they were recorded without delays. On the surface of 59 km, responses from gold were also obtained.

From the well core sample (Fig. 2), responses of nickel, osmium and iridium were recorded also.

The depth of the bay at the drilling point is at approximately of 20 m. In this regard, a detailed scanning of cross-section interval at a depth of 636.5 m was carried

out. So, when scanning the cross-section from 635 m, a step of 1 mm, the responses at the frequencies of core sample from the borehole (Fig. 2) were obtained from the intervals 635.60-635.73 m and 636.31-638.01 m, and when scanning with a step of 1 cm, the signals were obtained from one interval of 635.58-638.52 m.

By fixing the responses at different depths, it was found that from the upper part of cross-section, intense responses from the core sample (Fig. 2) also begin to be recorded in the depth interval of 1480–1490 m.

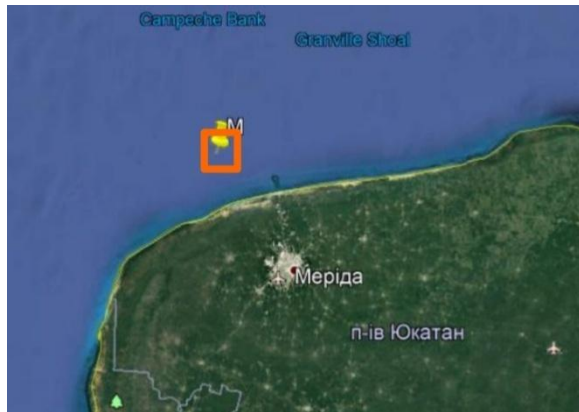


Figure1 - Position of well M0077 (21.45° N, 89.95° W) on the satellite image in the area of the Chicxulub impact structure.

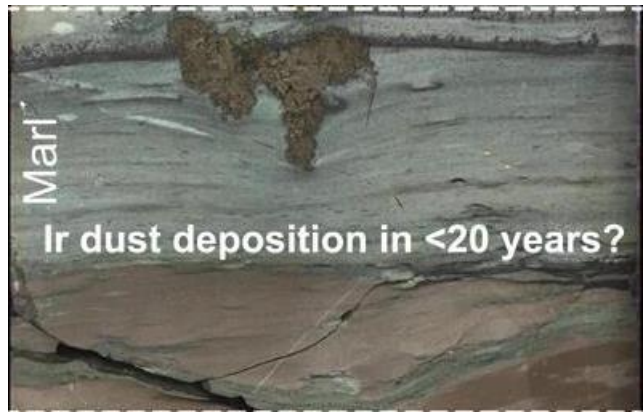


Figure 2 - Photo of a core with iridium layer from well M0077 [1].

By scanning the cross-section from 1480 m, step 1 cm, the responses at core frequencies were obtained from interval 1488.08-1489.64 m (scanned up to 1500 m).

On the surface of 1500 m, the responses of low intensity from the core from the lower part of cross-section were obtained, and from the upper part the intensive signal was received.

At the surface of 57 km, weak signals from the core were recorded, and at a depth of 59 km - intensive signals. At a depth of 60 km, there were no responses from the core from the lower part of cross-section, but from the upper part of cross-section they were recorded immediately.

The article [1] provides information on the detection of iridium anomalies in the areas of Gubbio (Italy) and Caravaca (Spain) settlements. Satellite images of these areas are shown in Fig. 3 and 5.

At a site in Italy (Fig. 3), signals from iridium, osmium, nickel, and gold were recorded from surface. Signals from the 1st (granite) and 15th groups of igneous rocks were recorded. The root of granite volcano was identified at a depth of 470 km.

The responses from iridium, osmium, nickel and gold were obtained at the surface of 59 km. At a depth of 57 km, signals of low intensity from iridium were received.

The article [1] shows a photograph of a core sample from a well in Italy (Fig. 4). Responses from nickel, osmium and iridium were recorded from this core sample.

When scanning the cross-section from the surface, with a 10 cm step, the responses from the core (Fig. 4) began to be recorded from 135 m and traced (from 335 m - 50 cm step) to 860 m.

On the surface of 57 km, there were no responses at core frequencies (Fig. 4), but at a depth of 59 km they were recorded.



Figure 3 - Satellite images of the survey areas in the regions of Gubbio (Italy).

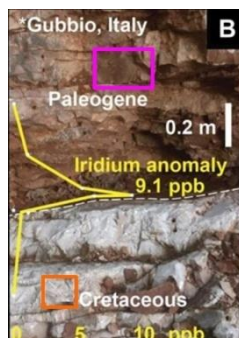


Figure 4 - Photo of a core with iridium layer from well in Gubbio regions (Italy) [1].



Figure 5 - Satellite images of the survey areas in the regions of Caravaca (Spain).

On the 59 km and 57 km surfaces, the responses of low intensity from the core fragment in the upper rectangle (Fig. 4) were recorded. Similar results were obtained for the core fragment in the lower rectangle (Fig. 4). From the core fragments in the lower and upper rectangles, the responses from nickel and osmium were recorded. Intensive responses from iridium were recorded from the core fragment in the lower rectangle, and from the upper rectangle - of low intensity.

When processing the image (Fig. 3) on the surface of 59 km, intense signals were obtained at the frequencies of iridium and osmium, and at a depth of 57 km - of low intensity. By scanning the cross-section from the surface, a step of 10 cm, the upper edge of the granites was fixed at a depth of 115 m.

At a site in Spain (Fig. 5), signals from iridium, osmium, nickel, and gold were recorded from the surface. Signals from the 1st (granite) and 15th groups of igneous rocks were recorded. The root of the granite volcano was identified at a depth of 470 km. The responses from iridium, osmium, nickel and gold were obtained at the surface of 59 km. At a depth of 57 km, there were no signals from osmium.

By cross-section scanning the upper edge of granites was fixed at depth of 45 m.

Main results. The surveyed areas are located within granite volcanoes, in which, in the interval of 57-59 km conditions are created for the synthesis of iridium, osmium, nickel, and gold. The research results can be considered as additional evidence in favor of the volcanic model of the Chicxulub structure formation [4], as well as iridium anomalies within it.

References

1. Goderis *et al.*, Globally distributed iridium layer preserved within the Chicxulub impact structure. *Sci. Adv.* 2021; 7: eabe3647 24 February 2021. 13 p.
2. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakmutov V.G., Solovjev V.D. Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results // *Geoinformatika*, 2019, no. 1, pp. 5-27. (in Russian).
3. Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N. Studying the internal structure of volcanic complexes of different type by results of frequency-resonant processing of satellite and photo images // *Geoinformatika*, 2019, no. 4, pp. 5-18 (in Russian).

4. Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N., Yanushkevich K.P. Approbation of frequency-resonance methods of satellite and photo images processing on the geological structure "Chicxulub Crater" // *Geoinformatika*, 2020, no. 2, pp. 39-49 (in Russian).

UDK 528+550.837+553.98

ON THE VOLCANIC MODEL OF THE EXTERNAL APPEARANCE OF PLANETS AND SATELLITES OF SOLAR SYSTEM FORMATION

Korchagin I.¹, Yakymchuk M.²

¹Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine,
korchagin.i.n@gmail.com

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv,
Ukraine, yakymchuk@gmail.com

Frequency-resonance processing of satellite images of a number of areas on the Sun, Moon and Mars was carried out. On the Sun, signals were recorded from all chemical elements known on Earth, many groups of sedimentary and igneous rocks, hydrocarbons, coal, and diamonds. The maximum number of registered elements on Mars and Moon is 27. There is no oxygen among them. Frequency-resonance technology for processing satellite images and photo images can be used to conduct the detailed studies on planets and satellites of the Solar system.

The report presents the results of a reconnaissance survey of some areas on the Sun, Moon and Mars.

Experimental studies were carried out using technology of satellite and photo images frequency-resonance processing, as well as vertical sounding (scanning) of a cross-section in order to determine the depths and thicknesses of the cross-section rocks. The features of technology used, as well as results of its testing and practical application, are described in articles and conference materials, including [1-2].

Spots on the Sun. In Fig. 1 nine local image fragments with spots were processed. As a result, the responses were received from the following types of rocks: section 1 - 8th group of sedimentary (dolomites); section 2 - 7-10 groups of magmatic rocks; section 3 - 8th group of sedimentary (dolomites); section 4 - salt; section 5 - 1-6 groups of sedimentary; section 6 - 10 group of sedimentary; section 7 - 3, 5 and 6 groups of igneous rocks; section 8 - 11 and 12 groups of magmatic rocks; section 9 - 9 group of sedimentary rocks.

Areas of study on Moon (Fig. 2). The following volcanoes were identified by frequency-resonance processing of map fragments, indicated by rectangular contours: 1) and 2) dolomite (8th group of sedimentary rocks), 3) filled with ultramafic rocks (7th group of igneous rocks) and limestones (7th group of sedimentary rocks), 4) filled with marls (9th group of sedimentary rocks), 5) kimberlite (11th group of igneous rocks), 6) basalt (6th group of igneous rocks).

Determination of the depths of the location of the roots of volcanoes at this stage of the experiments was not carried out.

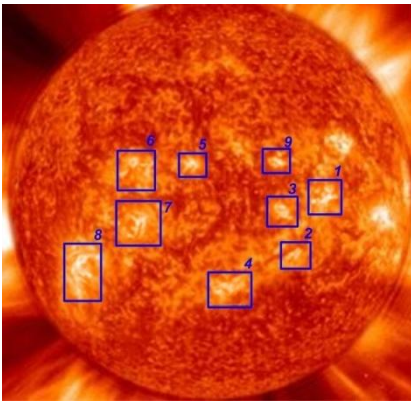


Figure 1 - Images of the Sun with spots. Areas of frequency-resonance processing indicated by rectangular contours.

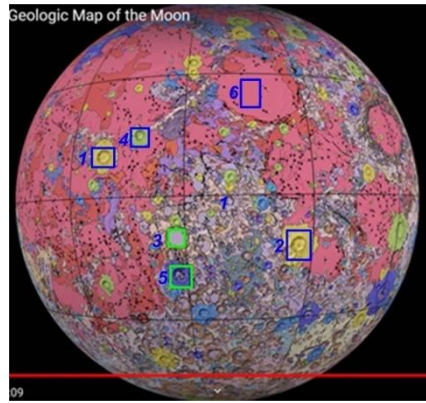


Figure 2 - Map of the Moon. Areas of frequency-resonance processing indicated by rectangular contours.



Figure 3 - Landing site of the Chinese lunar vehicle Chang'e 5: image from the descent module [3].

Local site on the Moon. Figure 3 shows an image of a local site of the Moon, obtained from the Chinese lunar spacecraft Chang'e 5 at its landing site on December 1, 2020 [3].

During frequency-resonance processing of this image, signals from hydrogen and igneous rocks of the 6th group (basalts) were recorded from the surface. The root of the basalt volcano was identified at a depth of 84 km.

Of the 6th group igneous rocks (gabbros and basalts), available in the database, responses were recorded from three dolerite samples and a leucodolerite sample.

From all these samples, the responses from the upper part of cross-section were recorded on surfaces (depths) of 10 m, 1 m, 70 cm, 60 cm, 55 cm (low intensity). On the surface of 50 cm, there were no responses from dolerite samples and a leucodolerite sample from the upper part of cross-section.

At a depth of 55 cm, signals from the 7th group of sedimentary rocks (limestones) were recorded from the upper part of cross-section; no responses from these rocks were obtained from the lower part of cross-section.

On the surface of 0 m from the upper part of cross-section, responses from hydrogen were recorded, which indicates its migration into the space above the Moon surface.

Volcano of N.A. Kozyrev on the Moon [4] (Fig. 4). Within separate fragments of Fig. 4 the signals from following rocks are registered: area 1 - igneous rocks of the 7th group of (ultramafic) and 11th group (kimberlites) (inside); area 2 - sedimentary rocks of 9th group (marls); area 3 - sedimentary rocks of 9th group (marls); area 4: igneous rocks of 11th group (kimberlites).

Landing area of the Perseverance rover in the Jezero crater (Fig. 5). During frequency-resonance processing of the image of the landing area from the satellite of Mars (Fig.5), responses from the following chemical elements were recorded from the surface: hydrogen, deuterium, chlorine, iron, cobalt, lithium, beryllium, argon, nickel, potassium, scandium, calcium, titanium, helium, chromium, manganese, copper, vanadium, zinc, helium, germanium, arsenic, selenium, bromine, boron, nitrogen, sodium. Signals from salt and individual samples of the 8th (dolomites), 9th (marls), 10th (siliceous) groups of sedimentary rocks, as well as the 6th (basalts), 7th

(ultramafic), 11th (kimberlites) and 15th groups of igneous rocks were recorded in the surveyed area.

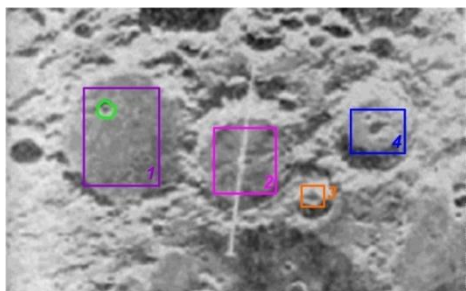


Figure 4 - Areas of the Moon, Alphonso crater in center. The white line shows the relative position of spectrograph slit [4].

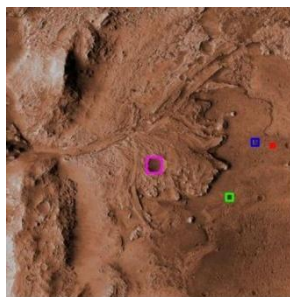


Figure 5 - Photo images of the Jezero crater on Mars from satellite [5].

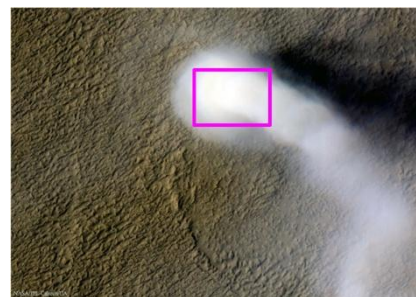


Figure 6 - "Dusty Devil" - a small tornado on the surface of Mars, photographed from the orbit of the planet.

When processing a fragment of the image in the left (largest) rectangle, responses from individual samples of the 8th group of sedimentary rocks (dolomites) were recorded. From the entire set of dolomite samples, signals were received from only one - dolomite cavernous.

During processing of a fragment of image in the lower rectangle, the presence of a volcano, filled with individual samples of the 10th (siliceous), in the upper rectangle - the 7th (limestones) and in the rightmost rectangle - the 9th (marl) groups of sedimentary rocks, was established in the cross-section.

Tornado on the Mars (Fig. 6). When processing an image (Fig. 6) signal from 9th group of sedimentary rocks (marl) was registered and from 10th sample of this group. The root of the volcano was installed at 295.6 km. From the fragment in rectangle responses of hydrogen and chlorine (hydrochloric acid) were received.

Main conclusions. Results of conducted study of reconnaissance character allow to conclude following:

1. When processing images of the Sun, signals were recorded from all chemical elements known on Earth, many groups of sedimentary and igneous rocks, hydrocarbons, coal, and diamonds. Frequency-resonance processing of individual sunspots showed that within each of them, responses from various groups of sedimentary and igneous rocks (volcanoes) are recorded.

2. On the examined planets and satellites of the Solar System, responses (signals) from all chemical elements known on Earth are not recorded. The maximum number of registered elements is 27. There is no oxygen among the registered chemical elements!

3. On the satellites of the known planets of the solar system, fewer chemical elements are recorded than on the planets themselves.

The research carried out is exclusively of a reconnaissance nature. Above are the integral values of the measured (recorded) parameters on a number of objects. Frequency-resonance technology for processing satellite images and photographs can be used to conduct detailed studies on planets and satellites of the solar system as part of large scientific projects to study them.

References

1. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Solovjev V.D. Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results // *Geoinformatika*, 2019, no. 1, pp. 5-27. (in Russian).
2. Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N. On the possibility of application the frequency-resonance technology of satellite images and photos images processing for studying objects of the solar system and far space // *Geoinformatika*, 2020, no.2, pp. 98-108 (in Russian).
3. China's Chang'e 5 lands on the moon to collect the 1st fresh lunar samples in decades. <https://www.space.com/china-chang-e-5-lands-on-moon-to-collect-lunar-samples>
4. Prokofieva-Mikhailovskaya V.V. The discovery of N.A. Kozyrev volcanism on the Moon // *Izv. Crimean Astrophys. Obs.* 109, No. 2, 129-135 (2013). (in Russian).
5. Photo tour of Jezero Crater: Here's where Perseverance will land on Mars. <https://www.livescience.com/mars-jezero-crater-perseverance-photos.html>

UDK 528+550.837+553.98

ABOUT DISCOVERY OF LARGE ZONES OF HYDROGEN DEGASSING IN DIFFERENT REGIONS OF THE WORLD

Yakymchuk M.A.¹, Korchagin I.M.²

¹Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

²Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com

The frequency-resonance processing of satellite images of large zones of hydrogen degassing in Yakutia and Bavaria was performed in the reconnaissance mode. The presence of basalt volcanic structures, overlain by dolomites, was established on the surveyed areas. Within basalt volcanoes responses from hydrogen and living (healing) water were recorded. The facts of hydrogen migration into the atmosphere were confirmed, as well as the possibility of natural hydrogen accumulations detecting in dolomites. The research results indicate the advisability of direct-prospecting geophysical methods using to search for natural hydrogen accumulations.

The theses present the results of a reconnaissance survey of large zones of hydrogen degassing in Yakutia and Federal Republic of Germany.

Experimental studies were carried out using the technology of integrated assessment of the oil and gas prospects of large search blocks and local areas, which includes methods of satellite images and photo images frequency-resonance processing, as well as vertical sounding (scanning) of a cross-section in order to determine the depths and thicknesses of productive horizons and cross-section rocks. The features of the technology used, as well as the results of its testing and practical application, are described in articles and conference materials, including [1-2].

Hydrogen degassing area in Yakutia. In a published interview [3] it is noted that the largest hydrogen degassing zones in the world are located in the Tiksi area. Satellite image of one such area is shown in Fig. 1.

At the first stage of research in the Arctic, the image fragment in Fig. 1, outlined with a colored oval outline, was processed. At the second stage, a fragment of the image in Fig. 1 without central part was processed.

The central part of area. During the frequency-resonance processing of a fragment of the image from the surface, signals were obtained from hydrogen, phosphorus yellow (of low intensity), phosphorus red (intensive), sedimentary rocks of the 8th group (dolomites) and igneous rocks of the 6th group (basalts).

By scanning the cross-section from the surface with steps of 1 m and 10 cm, the upper edge of the basalts was fixed at a depth of 982 m. The lower edge (root) of the basalts was determined at a depth of 99 km. Signals from the 10th group of sedimentary (siliceous) rocks were received from the 99-723 km interval.

On 0 m surface from the upper part of cross-section, responses from hydrogen and phosphorus were recorded, which indicates their migration into atmosphere.

At a depth of 982 m, responses from dolomites, hydrogen, and living water (of low intensity) were obtained from the upper part of cross-section. By scanning the cross-section from 982 m, step 10 cm, responses of living water from basalts began to be recorded from 1075 m, and of hydrogen - from 1135 m.

When cross-section scanning from the surface with a step of 50 cm, responses of hydrogen from dolomites were obtained from two intervals: 1) 225-350 m 2) 565-885 m. At the stage of specifying the position of the second interval by scanning with a step of 10 cm, the following obtained: 1) 580 -773 m, 2) 820-880 m.

Area without a central part. During processing the image in Fig. 1 without the central part (basalt volcano) from the surface, responses were obtained from oil, condensate, gas, amber, carbon dioxide, bacteria, phosphorus (yellow), oil shale, gas hydrates, anthracite, ice, dead water, 1-6, 8th (dolomites) groups of sedimentary rocks and the 14th group of igneous rocks.

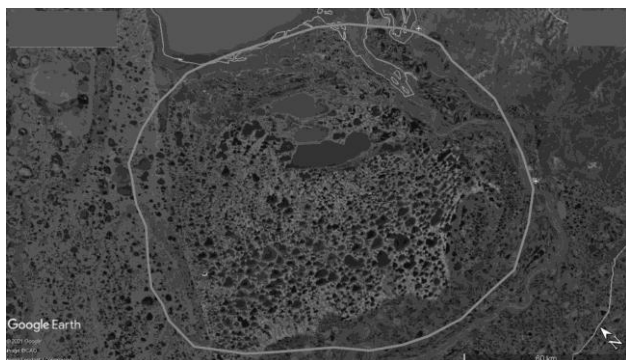


Figure 1 – Satellite image of the largest hydrogen degassing zone in Yakutia.

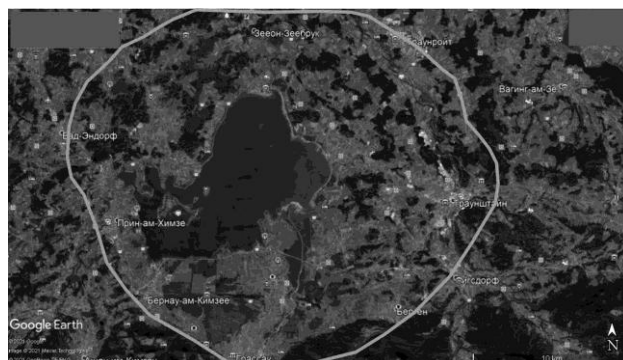


Figure 2 – Satellite image of a large hydrogen degassing zone in Germany.

On the surface of 50 km, there were no responses from 1-6 groups of sedimentary rocks, which indicates the location of the volcano of these rocks outside the survey area. The root of the dolomite volcano is recorded at a depth of 723 km.

On the surface of 57 km, no oil responses were received, which is another confirmation of the location of the root of volcano of 1-6 groups of sedimentary rocks outside the survey area.

Degassing zone in the south-east of Bavaria. At the initial stage of the experimental work, the image fragment indicated in Fig. 2 by oval outline was processed. When instrumental measurements were carried out, responses from yellow phosphorus (of low intensity), hydrogen (intensive), living water (intensive), sedimentary rocks of the 8th group (dolomites) and igneous rocks of the 6th group (basalts) were recorded. Signals from oil, condensate, gas, carbon dioxide, bacteria and salt were not received.

By fixing the responses at different depths, the lower edge of the basalts was recorded at a depth of 99 km, and responses from the 10th group of sedimentary (siliceous) rocks were recorded from the interval of 99-723 km.

By scanning the cross-section from the surface, step 1 m, the upper edge of the basalts was fixed at a depth of 450 m. On the surface of 450 m, responses from dolomites and hydrogen were obtained from the upper part of cross-section. Hydrogen responses were also recorded from the upper part of cross-section at the 0 m surface, which indicates its migration into the atmosphere.

When scanning the cross-section from 450 m, a step of 10 cm, responses of hydrogen from basalts began to be recorded from 540 m, and of living water - from 620 m. By scanning the cross-section from the surface, step 10 cm, responses of hydrogen from dolomites were obtained from the following intervals: 1) 35-102 m, 2) 225-266 m, 3) 390-440 m.

During processing a fragment of the image in Fig. 2, without the central (oval) part, the responses from dead water, 7th (limestones) and 8th (dolomites) groups of sedimentary rocks are recorded. Signals from basalts, hydrogen were not received.

No responses from living water, dead water and hydrogen were obtained at the surface of 57 km. Signals from hydrogen and living water were recorded at a surface of 68 km.

By fixing responses at different depths, the roots of volcanoes filled with limestones and dolomites were recorded at a depth of 470 km.

Brief comments and conclusions. The conducted experimental studies of reconnaissance character allow to conclude following.

The largest basalt complex from the previously surveyed is located within the surveyed area in Yakutia. The diameter of this volcano is over 100 km!

Instrumental measurements confirmed the fact of hydrogen migration into the atmosphere within two surveyed areas.

Accumulations of hydrogen can be detected by drilling in dolomites, that overlap basalts.

The large hydrogen degassing zones deserves a detailed study by traditional and direct-prospecting geophysical methods, as well as drilling!

The materials of instrumental measurements show that in the areas of basalt volcano's location with roots at different depths, signals at hydrogen frequencies from the surface are almost always recorded.

Responses from hydrogen are recorded when scanning the cross-section practically from the upper edges of basaltic volcanoes to their roots. This feature makes it possible to suggest that basalt volcanoes are a kind of channels through

which active migration of hydrogen occurs to the upper horizons of cross-section and further into the atmosphere.

The materials presented in the theses, as well as the results of experimental work in various regions published in [1-2], indicate the advisability of using direct-prospecting methods of frequency-resonance processing and decoding of satellite images and photographs to detect and localize zones of hydrogen accumulation in areas of basalt volcano's location, as well as in areas of hydrogen degassing. The use of super-operational and low-cost direct-prospecting technology will significantly accelerate the exploration process for hydrogen, as well as reduce the financial costs for its implementation.

References

1. *Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Solovjev V.D.* Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results // *Geoinformatika*, 2019, no. 1, pp. 5-27. (in Russian).
2. *Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N.* Direct-prospecting technology of frequency-resonance processing of satellite images and photo images: potential opportunities and prospects of application for natural hydrogen accumulations searching // *Geoinformatika*, 2020, no. 4, pp. 3-41 (in Russian).
3. *Polevanov V.P.* Rapid hydrogen progress. Interview // *GAZPROM*, No. 9, SEPTEMBER 2020, pp. 13-19. (in Russian). <http://www.rgexp.ru/doc/public/polevanov/polevanov6.pdf>

UDK 528+550.837+553.98

DEEP STRUCTURE FEATURES OF NEW HYDROCARBON FIELD'S LOCATION REGION IN BLACK SEA BY RESULTS OF SATELLITE IMAGES FREQUENCY-RESONANCE PROCESSING

Yakymchuk M.A.¹, Korchagin I.M.²

¹Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

²Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com

The frequency-resonance processing of satellite images of large area in the region of new gas field's location in Turkish economic zone of Black Sea was performed in the reconnaissance mode. On the survey area, responses from oil, condensate, gas, amber, carbon dioxide, bacteria, phosphorus, hydrogen, living and dead water, diamonds, lonsdaleite, potassium-magnesium salt and sodium chloride salt were recorded. The research results can be considered as additional evidence in favor of volcanic model of various minerals, as well as the structural elements of cross-section formation.

The theses presents the results of a reconnaissance survey of large area of two new gas fields location in Turkish economic zone of Black Sea.

Experimental studies were carried out using the technology of integrated assessment of the oil and gas prospects of large search blocks and local areas, which includes methods of satellite images and photo images frequency-resonance

processing, as well as vertical sounding (scanning) of a cross-section in order to determine the depths and thicknesses of productive horizons and cross-section rocks. The features of the technology used, as well as the results of its testing and practical application, are described in articles and conference materials, including [1-4].

New gas field in the Black Sea. Internet reports, including [5], provide information on the discovery by Turkey of new gas field in the Black Sea with reserves exceeding 135 billion cubic meters. Figure 1 show a satellite image of the drilling area with drilling vessel Fatih position on the new Amasra-1 field.

During frequency-resonance processing of the image fragment in a rectangular contour (Fig. 1), responses at hydrocarbon frequencies from 1-6 groups of sedimentary rocks, hydrogen, phosphorus (red and yellow) and the 6th group of igneous rocks (basalts) were recorded from the surface.

The roots of the channels (volcanoes), filled with sedimentary rocks of 1-6 groups and basalts, were recorded at a depth of 470 km.

The cross-section was not scanned at the initial stage of the experimental work.

In connection with the discovery of a basalt volcano on the drilling area, along which hydrogen migration occurs, frequency-resonance processing of the entire satellite image in Fig. 1 without a local fragment in a rectangular contour has been conducted.

In the course of instrumental measurements from the surface, responses from oil, condensate, gas, amber, carbon dioxide, bacteria, phosphorus (red and yellow), hydrogen, living and dead water, diamonds, lonsdaleite, potassium-magnesium salt and sodium chloride salt were recorded.

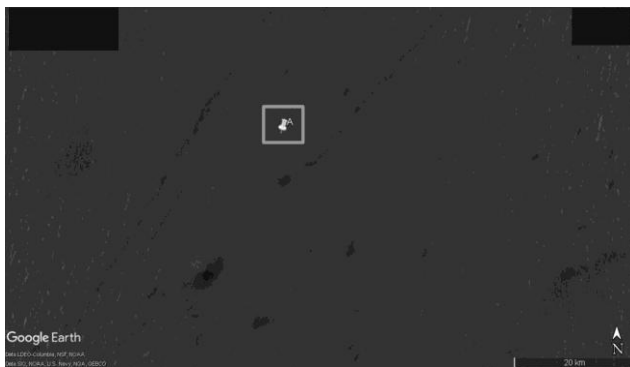


Figure 1 – Satellite image of the hydrocarbon deposits area in the Black Sea.

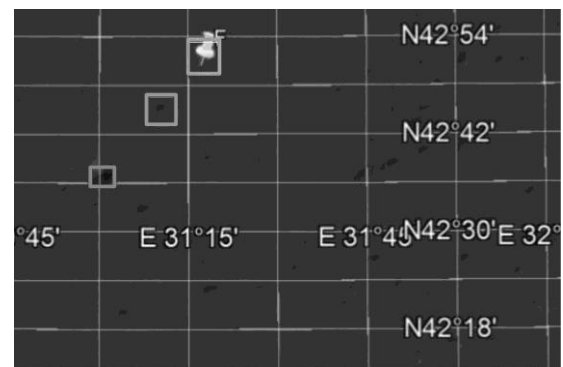


Figure 2 – Satellite image of the area of a productive well location in the Turkish economic zone of Black Sea.

Signals from 1-6, 8th, 9th, 10th groups of sedimentary rocks, 6th (basalts) and 7th (ultramafic), 11th (kimberlites), 12-13 groups of igneous and 14-15 groups of metamorphic were registered.

Productive well site within the Tuna-1block (Turkey) [4]. The coordinates of drilled well location are determined by the Fatih vessel position. On a satellite image in Fig. 2 the processing area is indicated by an upper rectangular contour with a mark. During processing of image fragment from the surface, responses from oil, condensate, gas, amber, phosphorus (white, brown, black, red), oil shale, gas

hydrates, ice, coal, anthracite, living water and 1-6 groups of sedimentary rocks were recorded. The root of sedimentary rocks volcano is determined at a depth of 723 km.

On the surface of 57 km, responses were obtained from oil, condensate, gas, amber and phosphorus (all colors). Responses from deep water were recorded on surfaces of 57, 69 km, and from dead water - at 59 km. At a depth of 59 km, responses were obtained from cobalt, iron, chlorine, lithium, beryllium, argon, and nickel, and at a surface of 71 km - from chlorine, iron, and cobalt.

When scanning the cross-section from the surface, with a step of 1 m, responses from gas of various intensities were recorded practically without interruption up to 57 km: 1) 580-(1500-intensive) (1650-intensive) (3700-intensive) (up to 4300-intensive) (5250-intensive) (5400-very intensive) (6300-intensive) (6700-very intensive) (7700-very intensive), from 10 km - 5 m step, from 15 km - 10 m, from 56950 m - 10 cm, from 56994 m - 1 cm, from 56999.70 - 1 mm, up to 57000.40 m.

Considering that the sea depth at the drilling point is more than 2000 m, and the responses from gas when scanning with a large step of 1 m began to be recorded from 580 m, a suspicion arose about gas migration to the surface on the drilling site. Additional instrumental measurements have confirmed this. Thus, gas responses were obtained on surfaces of 1 m and 0 m from the upper part of cross-section, which indicates of gas migration through the water column into the atmosphere.

Additionally, gas responses were obtained on surfaces of 2000 and 2100 m from the upper and lower parts of cross-section. When scanning the cross-section from 2100 m, step 10 cm, gas responses began to be recorded from 2106 m.

On the surface of 3499 m, there were no responses from oil and condensate from the upper part of cross-section, and at a depth of 3501 m, they were recorded. This indicates that oil and condensate deposits are located at depths over 3500 m.

Local area 2 (central). When processing the image of site (rectangular contour in the center of Fig. 2), signals from oil, condensate (with a delay), gas, amber, phosphorus (white), oil shale, argillite breccia, gas hydrates, ice, coal, anthracite, potassium magnesium salt and 1-6 groups of sedimentary rocks were recorded. The root of the volcano of sedimentary rocks was determined at a depth of 470 km.

Signals from oil, condensate, gas, amber and phosphorus (white) were received on the surface of 57 km. The absence of responses from gas at a depth of 1 m allows us to conclude that gas migration into the atmosphere does not occur within this area.

Local area 3 (southern). When processing the image of the site (rectangular contour in the lower part of Fig. 2), signals from phosphorus (white), diamonds, 11 (kimberlites), 12 and 13 groups of igneous rocks were recorded. The root of the kimberlite volcano was identified at a depth of 723 km. The upper edge of the kimberlite volcano is established in the interval of 1.5-1.7 km.

When scanning the cross-section from 1700 m, a step of 1 m, the responses at diamond frequencies began to be recorded from 1800 m and were traced to 33.95 km. The beginning of the second interval of responses at diamond frequencies was recorded at a depth of 65.9 km.

On surface 57, signals were received from deep water, and on the surface of 61 km - from dead water. At a depth of 61 km, responses from chlorine, iron and cobalt were also obtained.

Brief comments and conclusions. The results of studies in the area of two new gas field in the Turkish sector of the Black indicate the presence of large hydrocarbon deposits in this region.

Additional evidence obtained by instrumental measurements in favor of deep (abiogenic) genesis of oil, condensate and gas is of fundamental importance. Numerous facts of fixing signals from oil, condensate and gas at the boundary of their synthesis 57 km in various regions of world make it possible to suggest of abiogenic methane and hydrogen migration into Earth's atmosphere in colossal volumes!

The results obtained can be considered as additional facts in favor of volcanic model of various minerals, as well as structural elements of cross-section formation.

References

1. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Solovjev V.D. Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results // *Geoinformatika*, 2019, no. 1, pp. 5-27. (in Russian).
2. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. Integral estimation of the deep structure of some volcanoes and cymberlite pipes of the Earth // *Geoinformatika*, 2019, no. 1, pp. 28-38 (in Russian).
3. Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N. New evidence in favor of the abiogenic genesis of hydrocarbons from the results of the testing of direct-prospecting methods in various regions of the world // *Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine*. 2020. № 9. P. 55-62. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2020.09.055> (in Ukrainian)
4. Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N. Direct-prospecting technology of frequency-resonant processing of satellite images and photos images: results of use for determining areas of gas and hydrogen migration to the surface and in the atmosphere // *Geoinformatika*, 2020, no. 3, pp. 3-28 (in Russian).
5. *Erdogan* announced a new large gas field in the Black Sea. <https://vestikavkaza.ru/news/erdogan-soobsil-o-novom-krupnom-mestorozdenii-gaza-v-chernom-more.html>

МІНЕРАЛОГІЯ

УДК 549.553 (477)

КРИСТАЛИ ТОПАЗУ З КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНИ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) – НЕМАГМАТИЧНІ УТВОРЕННЯ

Возняк Д.К., Бельський В.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН
України, Київ, dkvoznyak@ukr.net, belskiy_vm@ukr.net

TOPAZ CRYSTALS OF CHAMBER PEGMATITES OF VOLYN (UKRAINIAN SHIELD) – NON-MAGMATIC FORMATIONS

Voznyak D.K., Belskiy V.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, dkvoznyak@ukr.net, belskiy_vm@ukr.net

Primary inclusions (0.01-1.0 sometimes up to 2 mm) with mineral phases (aqueous solution and gas phase) are characterized for topaz crystals of chamber pegmatites of Volyn. The results of their study formed two fundamentally different views on their origin. The first - the crystals grew from a magmatic melt; the second - from an aqueous solution, the density of which is close to critical. Analysis of various aspects of the formation of primary inclusions in topaz crystals showed that the formation of primary inclusions is caused by the deposition of small mineral phases on the face of growing topaz crystals from a turbid boiling aqueous solution. Topaz crystals in chamber pegmatites of Volyn grew in aqueous solution at a temperature of 370-415 ° C and a pressure of 30-40 MPa.

Вступ. Пошукові й оціночні критерії камерних пегматитів Волині залежать від генезису мінералів. Серед них важливим мінералом є топаз. У кристалах топазу за первинними включеннями, заповненими мінеральними фазами, водним розчином і газовою фазою, отримано принципово різні параметри їх кристалізації. Одні дослідники [1-4] вважають, що кристали росли з магматичного розплаву; інші [5-7] – з водного розчину, густина якого була близька до критичної. В основі такої розбіжності лежить достовірність обґрунтування генезису мінеральних фаз: вони є дочірніми чи ксеногенними стосовно водного розчину включення.

Мета роботи: довести, що топаз камерних пегматитів Волині кристалізувався не з магматичного розплаву, а з водного розчину.

Зразки. Вивчали спайні сколки й кристали топазу з камер пегматитів Волині, що містили первинні включення з великою кількістю мінеральних фаз. Розміри кристалів топазу за видовженням сягають до 5-8 см, спайні сколки кристалів у напрямку [100] і [010] мають розміри (2-3)х(4-6) см. Кристали топазу - прозорі, переважно секторіально забарвлені в рожево-бурий та блакитний кольори або безбарвні.

Результати досліджень та обговорення. На ксеногенність мінеральних фаз у первинних включеннях у топазі вказують: а) розташування первинних включень у кристалах; б) їхнє наповнення; в) наявність і походження світлових

облямівок довкола включень; г) недопустима величина флюїдного тиску (2,6-3,0 кбар), розрахована для магматичного розплаву.

а. Розташування первинних включень у кристалах топазу. Воно залежить від орієнтування кристалів топазу під час росту. Якщо включення розташовані на колишніх гранях $\{011\}$, $\{021\}$ і (001) головки кристала, то вони зазвичай відсутні на двох суміжних гранях призми $\{110\}$. І навпаки, наявність включень на двох суміжних гранях $\{110\}$, як правило, виключає їхнє розташування на гранях $\{011\}$, $\{021\}$, (001) та інших гранях головки кристала. У першому випадку під час росту топазу вісь $[001]$ кристала була орієнтована близько до вертикального положення відносно горизонтальної площини (рис. 1, **а**), у другому – близько до горизонтального (рис. 1, **б**). Така консервація первинних включень у мінералі можлива лише в разі осідання дрібних мінеральних фаз на грані кристала, що росте, із скаламученого кипінням водного розчину.

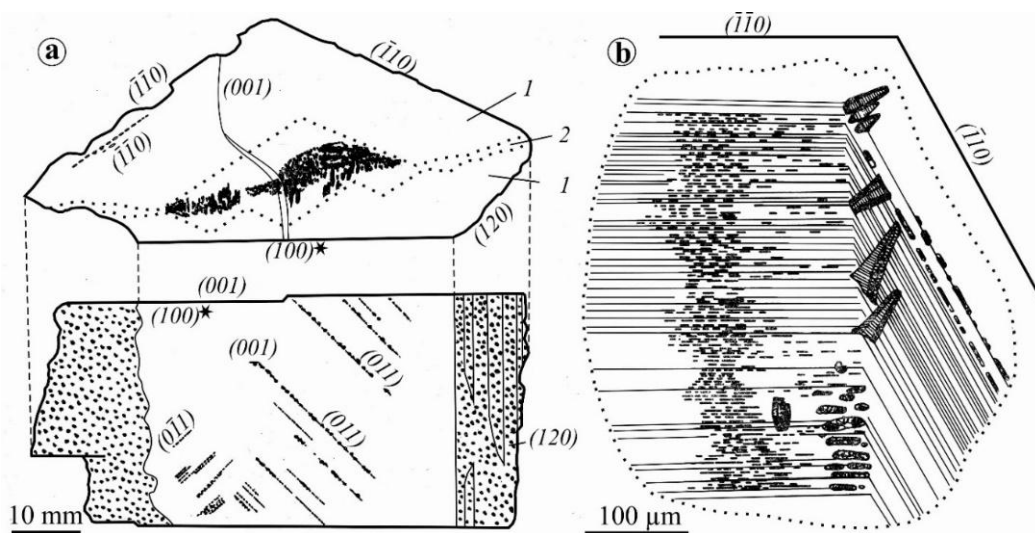


Рисунок 1 - Первинні включення з мінеральними фазами, що розташовані на площинах минулих граней $\{011\}$, (001) (**а**) і в пірамідах росту $\langle 110 \rangle$ суміжних граней $\{110\}$ (**б**).

$(100)^*$ - штучно пришліфована площина. Колір топазу: 1 - рожево-бурий; 2 – блакитний. У пірамідах росту $\langle 110 \rangle$ суміжних граней $\{110\}$ виявлено сингенетичні включення літій-залізової - слюди (протолітійніту) [7].

б. Наповнення включень. Воно – непостійне. Об'єм твердих фаз у включеннях складає від 50 до 90-95 %, часто – 70-75 %, решта об'єму зайнято газом і рідиною. Іноді об'єм твердих фаз займає ≤ 40 %, дуже рідко трапляються рідинно-газові (рідини менше 40 %) включення без твердих фаз або їхній об'єм $< 5\%$. Температура гомогенізації рідинно-газової складової включень з твердими фазами складає 370-395 $^{\circ}\text{C}$ в рідку фазу, а рідинно-газових включень без твердих фаз – 410-415 $^{\circ}\text{C}$ в газову фазу. Тиск мінералоутворювального флюїду складає 30-40 МПа. Хід кривих гомогенізації вказує, що густина водного розчину таких включень близька до критичної.

В.А. Калюжний [6] дослідив випадок кипіння з бурхливим перемішуванням водного розчину в закритій системі включень. Автор показав, що сприятливі умови для кипіння притаманні для температур, що близькі до

критичної. У мікромасштабі бурхливе кипіння водного розчину зафіксоване у включеннях у кварці й топазі, а в макромасштабі, тобто в камерах пегматитів Волині, воно проявилось в утворенні первинних включень з великою кількістю дрібних мінеральних фаз у кристалах топазу. Під час росту кристалів топазу в камерних пегматитах Волині проявлялося й тривале пульсаційне кипіння водного розчину (рис. 1, **б**) та закипання розчину з довшим часом спокою (рис.1, **а**).

в. Генетичне походження світлових облямівок. Деякі включення в топазі оконтурені речовиною, що відрізняється за показниками заломлення від основної маси топазу і помітна завдяки світловому ефекту. Речовина топазу, що розташована між облямівкою і сучасною порожниною включення, викристалізувалася не із силікатного розплаву включення, а утворилася в процесі набуття включенням рівноважної форми негативного кристала. Світлові облямівки навколо первинних включень фіксують зміну хімічного складу перенесеного топазу в процесі набуття включенням форми рівноважного негативного кристала. Концентрація речовини топазу у водному розчині незначна. Облямівки виникають в разі значних змін температури, що відбивають важливі етапи формування камерних пегматитів Волині [6].

г. Недопустима величина флюїдного тиску. Якщо прийняти точку зору про магматичне походження мінеральних фаз у включеннях в топазі, то у гідродинамічно закритій системі флюїдному тиску (2,6-3,0 кбар), отриманого за рідинно-газовими включеннями, глибина кристалізації топазу дорівнює 9-11 км. На таких глибинах утворення камерних пегматитів неможливе.

Висновки. 1. Формування первинних багатофазових включень спричинене осіданням в процесі росту на грані кристалів топазу дрібних мінеральних фаз із скаламученого кипінням водного розчину. 2. Кристали топазу з первинними багатофазовими включеннями росли у водному розчині за температури 370-415°C і 30-40 МПа.

Література.

1. Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б., Хервиг Р., Ньюман С. Магма пегматитов Волини: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология. – 1996, Т.4, № 3. – С. 295-309.
2. Леммлейн Г.Г., Клия М.О., Островский И.А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе // Доклады АН СССР, 1962, 142, № 1, 81-83.
3. Царева Г.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Возняк Д.К., Коваленко В.И., Цепин А.И. Состав пегматитового расплава по данным изучения включений в топазах Волини // Докл. АН СССР. 1992. Т. 322, № 3. – 579-583.
4. Царева Г.М., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Цепин А.И., Андреева И.А. Магматические касситерит, вольфрамит, колумбит и вольфрамооксиолит в камерных пегматитах Волини (по данным изучения включений в топазах) // Докл. АН РАН. - 1993, 330, № 3. – С. 366 - 368.
5. Возняк Д.К. К условиям образования топаза и сингенетических ему минералов // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растаоров (9-15 сент. 1968 г.) – М., 1968. – С. 48-49.
6. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. – 239 с.

УДК 549.553 (477)

ВКЛЮЧЕННЯ ЦИНВАЛЬДИТУ В КРИСТАЛАХ ТОПАЗУ З КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНИ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Возняк Д.К., Таран М.М., Бельський В.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України, Київ, dkvoznyak@ukr.net, belskyi_vm@ukr.net

INCLUSIONS OF ZINNWALDITE IN TOPAZ CRYSTALS FROM CHAMBER PEGMATITES OF VOLYN (UKRAINIAN SHIELD)

Voznyak D.K., Taran M.M., Belskyi V.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, dkvoznyak@ukr.net, belskyi_vm@ukr.net

The inclusions of zinnwaldite in topaz crystals from chamber pegmatites of Volyn are represented mainly by protogenetic and, rarely, by syngenetic type. In the former case, the crystal arose due to skeletal growth. In the latter case they grew with repeated deposition of embryonic crystals on adjacent faces {110} of topaz crystals from a boiling aqueous solution. In both cases, the individuals crystallized from supersaturated aqueous solution in the range of PT-parameters 30-40 MPa and 370-415 °C. A crystal which has no central part and is a natural germination of three individuals was discovered for the first time.

Відносно рідкісна літій-залізна слюда (цинвальдит) виявлена в багатьох районах України [1]. Найбільш повно вивчено сингенетичні включення літій-залізистої слюди (під назвою протолітійніт-3Т) в кристалах топазу з камерних пегматитів Волині [2, 3]. Назва мінералу протолітійніт не затверджена ММА [4] і при описі його рекомендовано використовувати інші – цинвальдит, літєвий аніт, літєвий сидерофіліт.

Результати дослідження і обговорення. Темно-коричневі кристали сингенетичних включень плеохроюють від жовтого по N_p до коричневого по N_m . $N_m = N_g = 1,608$; $N_p = 1,567$. $2V=0^\circ$. За сумою визначуваних компонентів хімічний склад сингенетичних включень цинвальдиту (Табл.) добре узгоджується з результатами хімічного аналізу сингенетичних включень протолітійніту-3Т [2]. Вивчалися включення з кристала топазу з пегматитового тіла № 344. Цинвальдит кристалізувався при 370-415 °C і тиску 30-40 МПа.

Хімічний склад включень слюди в кристалах топазу визначався на мікроаналізаторі JXA-733 (JEOL, Японія) методом EDS. Прискорювальна напруга 20 кВ, сила струму 60 нА, діаметр зонду 3 мкм.

Таблиця - Хімічний склад цинвальдиту: сингенетичних включень (1-6), протогенетичних включень з ознаками скелетного росту (7) і трійника* (8-12)

Компоненти	Номер аналізу

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	41,60	38,56	38,78	35,80	36,38	37,90	39,13	37,02	34,07	37,91	40,98	39,77
TiO ₂	0,04	0,05	0,15	0,03	0,08	0,23	0	0,02	0,01	0	0,01	0
Al ₂ O ₃	25,25	20,74	20,68	19,18	18,89	19,41	19,51	18/68	17,73	19,87	21,41	21,01
FeO	14,76	17,1	17,38	17,02	17,31	17,35	16,62	15,53	16,36	16,89	18,66	18,31
MnO	0,61	0,50	0,48	0,52	0,41	0,53	0,51	0,57	0,62	0,74	0,69	0,78
K ₂ O	7,74	8,98	8,95	8,82	8,98	8,91	8,23	8,49	8,03	8,74	9,33	9,14
La ₂ O ₃	0	0	0	0,1	0,18	0,24	0	0	0	0	0	0
Сума	90,00	85,93	86,42	82,12	83,10	86,07	84,00	80,33	76,82	84,15	91,31	89,40
Генетичний тип	Сингенетичні вclusions						Протогенетичні вclusions					

*Див. рис. 1, с, d.

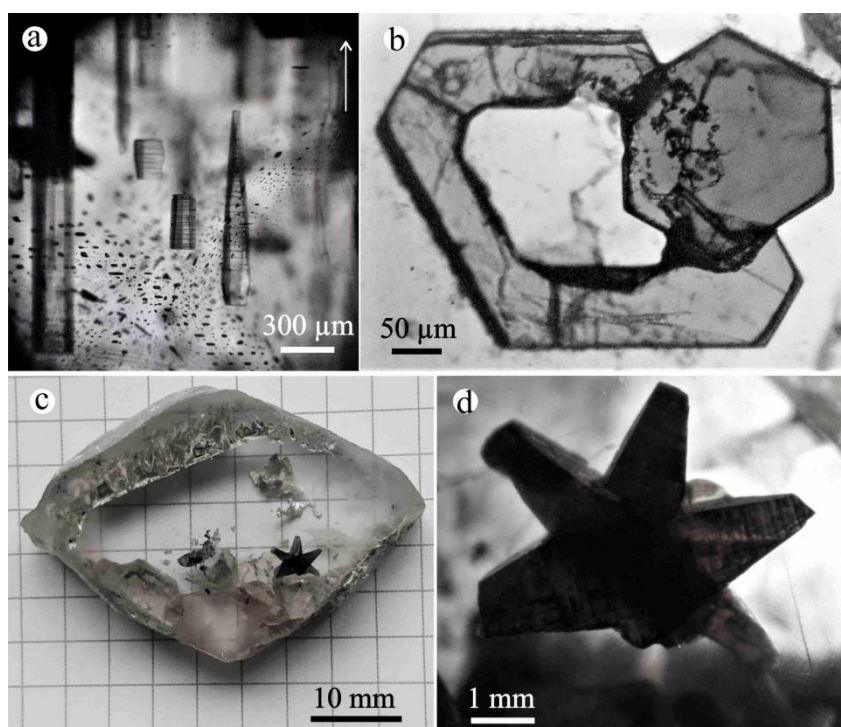


Рисунок 1 - Морфологічні типи включень цинвальдиту в топазі з камерних пегматитів Волині.

а– сингенетичні вclusions. Стрілка вказує напрямок росту мінералів [110]. Інші вclusions (b-d) – протогенетичні. b– більшого розміру індивід – результат скелетного росту; с–спайний сколок кристала топазу із трійником слюди (чорна зірка); d– деталь рис. с

Оптичний спектр поглинання в діапазоні від ~ 5600 до 28000 см^{-1} (350-1800 nm) (Рис. 2) був вимірюваний за звичайних значень температури і тиску за допомогою оригінального однопроменевого мікроспектрофотометра, короткий опис якого і процедура вимірювання спектрів за однопроменевою схемою наведені в роботах [5, 6]. Діаметр світлового зонду складав приблизно 100 мкм.

Основними особливостями спектру є сильно дихроїчний ($E \perp c \gg E \parallel c$) короткохвильовий край поглинання, на який накладені три широких смуги поглинання з максимумами біля 8200 , 11600 і 14300 см^{-1} . Перші дві смуги проявляються в обох поляризаціях, тоді як остання лише в поляризації $E \perp c$. Згідно з існуючими уявленнями [7], перші дві смуги, 8200 і 11600 см^{-1} , зумовлені розщепленням за рахунок ефекту Яна-Теллера дозволеним за спіном електронним переходом ${}^5T_{2g} \rightarrow {}^5E_g$ в іонах ${}^{VI}\text{Fe}^{2+}$, тоді як третя за енергією і поляризацією ($E \perp c$) скоріше за все зумовлена електронним переходом з переносом заряду $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ між різнозарядними іонами заліза в октаедричному шарі структури слюди. Відносно невисока інтенсивність цієї

смуги [7] свідчить про відносно невисоку концентрацію іонів Fe^{3+} . Таким чином, слюду за складом можна віднести до літієво-залізистих слюд. Параметри дублету 8200 і 11600 cm^{-1} (енергія смуг і величина розщеплення $\Delta\nu \approx 3000 \text{ cm}^{-1}$) свідчать про те, що вона за складом близька до цинвальдиту. З іншого боку, інтенсивний дихроїчний край поглинання, який зазвичай в залізовмісних силікатах інтерпретують як «хвіст» інтенсивних УФ смуг переносу заряду типу ліганд-метал $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, Fe^{3+} , більше відповідає групі слюд, що складається із високо літієвих протолітійонітів, літієвих фінгітів і цинвальдит-протолітійонітів [7, с. 94]. Вузькі лінії поглинання в ближній ІЧ-області біля 1400 нм свідчать про присутність в структурі ОН-груп.

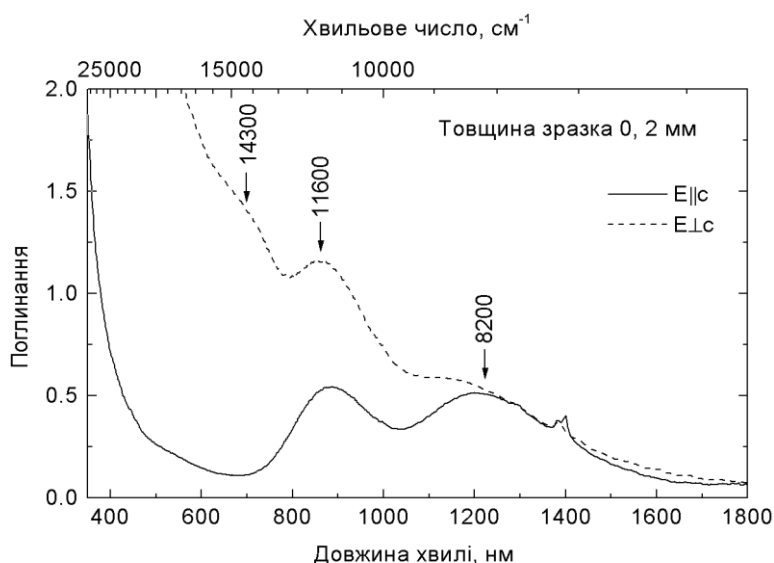


Рис. 2. Оптичні спектри поглинання сингенетичних включень цинвальдиту з топазу п. т. № 344.

Висновки. 1. Включення слюди в кристалах топазу з камерних пегматитів Волині представлені цинвальдитом. 2. Вперше виявлені: кристалик цинвальдиту, в якому відсутня центральна частина, що утворився внаслідок скелетного росту, й трійник. 3. Розташування сингенетичних включень цинвальдиту вказує на осідання кристалів-зародків слюди пінакоїдом на суміжні грані {110} кристалів топазу, що сприяє росту великих індивідів призматичного габітусу. При осіданні зародків слюди будь-яким іншим способом утворюються індивіди невеликого розміру. 4. Зародки слюди осідали на грані кристалів топазу протягом тривалого часу зі скаламученого кипінням водного розчину. РТ-параметри кристалізації сингенетичних включень цинвальдиту - 30-40 МПа і 370-415 °С.

Література.

1. Довгий С.О., Павлишин В.І., Квасниця І.В. 100 мінералів України. Київ: ІОД, 2018, 286 с.
2. Павлишин В.І., Возняк Д.К., Мельников В.С. Сингенетические включения слюды в топазах из пегматитов Украины // Минерал. сб. Львов. ун-та, 1968, 22, вып.2, С. 175-177.
3. Павлишин В.І., Семенова Т.Ф., Рождественская И.В. Протолитионит-3Т: структура, типоморфизм и практическое значение // Минерал. журн., 1981, 3, № 1. – С. 47-60.
4. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas // Can. Mineral., 1998, 36, N3, P. 41-48.

5. Taran M.N., Ohashi H., Koch-Müller M. Optical spectroscopic study of synthetic NaScSi₂O₆ – CaNiSi₂O₆ pyroxenes at normal and high pressures // Phys. Chem. Minerals, 2008, 35, N 3, P. 117–127.
6. Taran M.N., Vyshnevskiy O.A. Be, Fe²⁺-substitution in natural beryl: an optical absorption spectroscopy study // Phys. Chem. Minerals, 2019, 46, N 8, P. 795–806.
7. Платонов А.Н., Хоменко В.М., Тарашан А.Н. Оптическая спектроскопия и люминесценция порообразующих слюд и хлоритов. Киев: Наукова думка, 2013, 297 с.

УДК 548.24:651.11

СТРУКТУРНИЙ СТАН КАЛІЄВИХ ПОЛЬОВИХ ШПАТІВ ШЕВЧЕНКІВСЬКОГО РІДКІСНОМЕТАЛЕВОГО РОДОВИЩА (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я)

Гречановська О. Є.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, e.grechanovskaya@gmail.com

STRUCTURAL STATE OF ALKALI FELDSPARS OF SHEVCHENKO RARE-METALS DEPOSIT (WEST AZOV)

Grechanovskaya O.Ye.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, e.grechanovskaya@gmail.com

The structural state of alkaline feldspar from quartz-microcline-muscovite and spodumene-microcline-albite pegmatites of Shevchenko rare metal deposit was investigated by X-Ray analysis and optical microscopy. Structural studies have shown that it is represented by microcline-perthite in which the matrix is the maximum microcline and perthite – naturally oriented low albite. The structural ordering $2t_1$ of microcline-perthites varies from 0.94 to 1.0 and triclinity $\Delta\rho$ – from 0.8 to 1.0, which is similar to a high microcline. Three stages of evolution twinned structure of microcline-perthite have been identified: linear perthites → bulk perthites → monodomenization.

Вступ. Шевченківське рідкіснометальне родовище (Шевченко-Федорівське рідкіснометальне пегматитове поле, за В.М. Кичурчаком) знаходиться в східній частині Волчанського антиклинорію і складено полнодиференційованими альбіт-мікроклін-петаліт-сподуменовими, сподумен-мікроклін-альбітовими і альбіт-сподуменовими пегматитами [1]. Одним із головних мінералів цього родовища є мікроклін-пертит. Найбільший вміст його (до 50–70 %) спостерігається в мікроклін-альбітових, сподумен-мікроклін-альбітових і сподумен-мікроклінових пегматитах [1].

Мета роботи – дослідження структурного стану (Si-Al впорядкованості та розподілу алюмінію по чотирьом структурним позиціям), еволюції двійникової структури мікроклін-пертитів Шевченківського родовища, що дає певну геологічну інформацію про термодинамічні параметри середовища. Зміна структурної впорядкованості в певних умовах впливає на субмікроскопічну і атомну структуру польового шпату.

Зразки та методи дослідження. Для дослідження відібрані спайні по (001) чи (010) виколки кристалів мікроклін-пертиту II, III і IV різновиду з кварц-мікроклін-мусковитових, мікроклін-альбітових і сподумен-мікроклін-альбітових пегматитів (св.735, 775, 588, 591, 713, 594, 416, 405 і 406). Всього було досліджено понад 200 зразків мікроклін-пертиту.

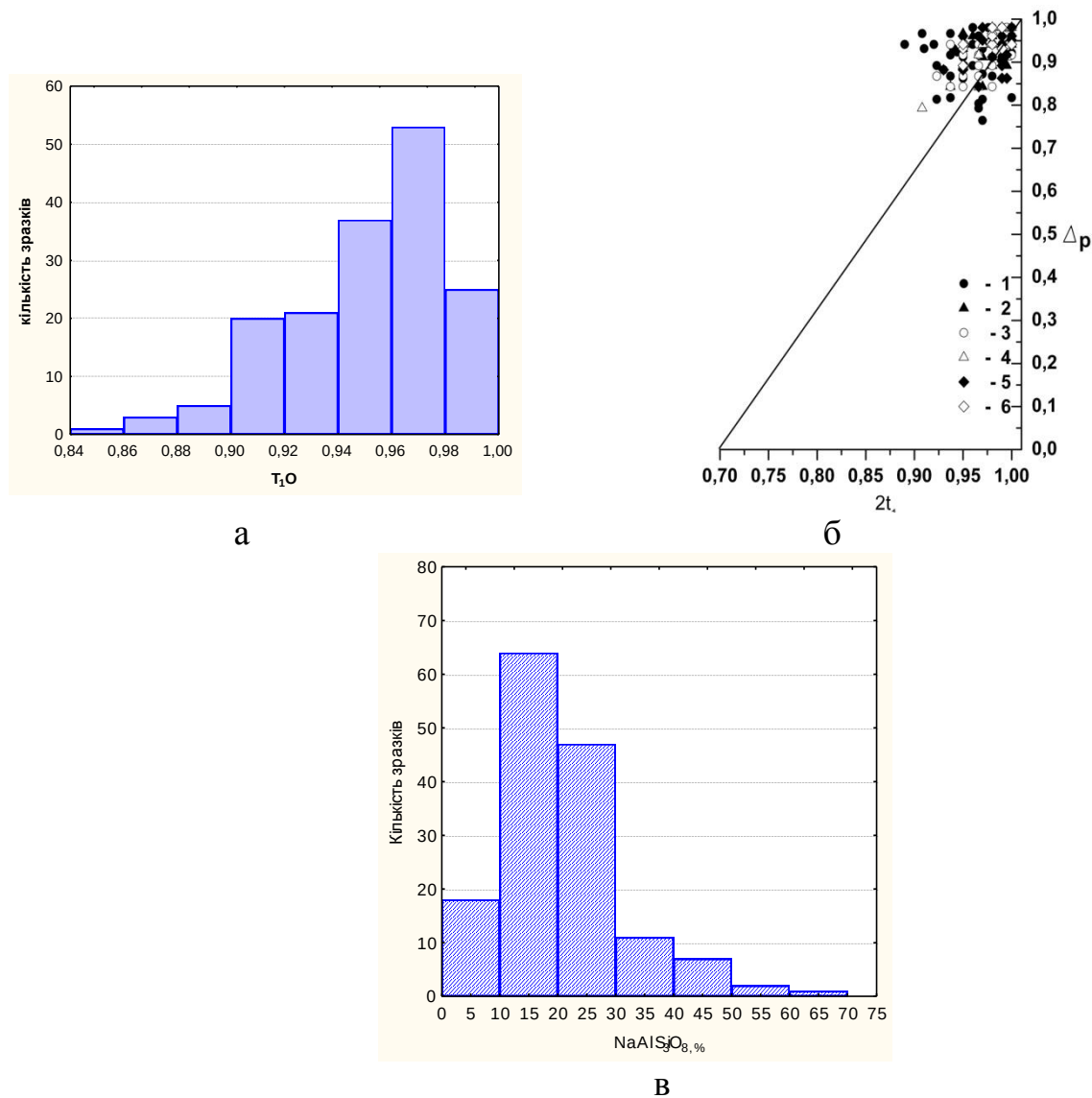


Рисунок 1а – Діаграма структурного стану мікроклін-пертиту Шевченківського рідкіснометального родовища (1 – св.735, 2 – св.775, 3 – св.588, 4 – св.591, 5 – св.713, 6 – св.594).

Рисунок 1б – Діаграма вмісту альбіту в мікроклін-пертиті Шевченківського рідкіснометального родовища.

Рисунок 1в – Діаграма вмісту алюмінію в тетраедричній позиції T_{10} в мікроклін-пертиті Шевченківського рідкіснометального родовища.

Структурна Si-Al упорядкованість, вміст Ab фази (%) та розподіл алюмінію по нееквівалентним тетраедричним позиціям T_{10} , T_{1m} , T_{20} і T_{2m} в мікроклін-пертиті вивчались методом рентгенівського аналізу на автоматичному дифрактометрі ДРОН-3М ($Co_{K\alpha}$ -випромінювання). Зйомка рентгенограм проводилась в режимі $\Theta/2\Theta$ в інтервалі кутів 2θ : 20–33, 41–43 і 50–53. Швидкість сканування – 0,25 град./хв., крок сканування – 0,02 град./хв.

Методом оптичної мікроскопії досліджено еволюцію двійникової структури мікроклин-пертиту.

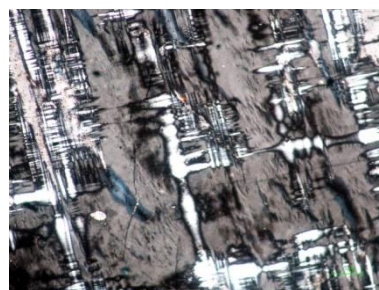
Результати досліджень та обговорення. Структурні дослідження лужних польових шпатів Шевченківського рідкіснометального родовища пегматитів показало, що вони представлені мікроклин-пертитом, в якому матрицею є максимальний мікроклин, а пертитом – закономірно орієнтований низький альбіт. Вміст альбітової фази в ньому не перевищує 15–17 % (рис. 1а, б).

Структурна впорядкованість більшості мікроклин-пертитів $2t_1$ змінюється в межах 0,94 – 1,0, що відповідає високому мікрокліну. Тільки незначна частина зразків відповідає проміжному мікрокліну. Триклінність $\Delta\mu$ змінюється в широких межах – від 0,8 до 1,0 (рис.1а). Така варіація значень пов'язана із зміною структурного стану мікроклин-пертиту в межах зерна. Дослідження мікроклин-пертиту Федорівського рудного поля показало, що деякі зразки містять моноклінну фазу. Вміст Al в позиції T_1O в мікроклин-пертиті дорівнює 0,96-0,98, що відповідає високому мікрокліну (рис.1в).

Оптичні дослідження двійникової структури мікроклин-пертитів Шевченківського родовища показали, що на початковій стадії пертитова структура була лінійчатою, іноді переходячи в діагональну (рис. 2а). З часом, під дією водовміщуючого флюїду по системі відкритих мікропор, відбувається укрупнення двійникових доменів з утворенням об'ємної структури (рис. 2б) [2]. На заключній стадії еволюції двійникової структури відбувається утворення нездвійникового мікрокліну (монодомену) за рахунок решітчастого [2].



а



б

Рисунок 2а – Лінійні пертити перп. (-601), пл. (010); (x20), (зр. Ш-129, св.707)

Рисунок 2б – Широкі (об'ємні) пертити в Mc матриці, часткова монодоменізація (x20), (зр. Ш-99, св.713)

Висновок. Калієвий польовий шпат Шевченківського рідкіснометального родовища представлений мікроклин-пертитом, матрицею в якому є максимальний мікроклин, а пертитом – закономірно орієнтований низький альбіт. Структурна впорядкованість мікрокліну $2t_1$ змінюється в межах 0,94–1,0, а триклінність – 0,8 – 1,0, що відповідає високому мікрокліну. Вміст Al в позиції T_1O в мікроклин-пертиті дорівнює 0,96–0,98. Виділено три стадії еволюції двійникової структури мікроклин-пертиту: лінійчаті пертити → об'ємні пертити → монодоменізація.

Література.

1. *Кичурчак В.М.* Закономерности локализации, строения и происхождения пегматитов в одном из районов Украинского щита: автореферат диссертации на соискание кандидата геол. - мин. наук: спец. 04.00.01 «Общая и региональная геология». – К., 1988. – 188с.
2. *Melnikov, V.S.* Evolution of twin structure of alkali feldspars. I. Feldspars enriched with potassium // Мінералогічний журнал. – 2001. – 23, № 5/6. – С. 47 - 64.

УДК 549.514.81: 544.228: 004.94

ФІЗИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ РАДІАЦІЙНИХ ПОШКОДЖЕНЬ В СТРУКТУРІ ЦИРКОНУ ЯСТРУБЕЦЬКОГО РУДОПРОЯВУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Гречанівський О.Є., Калініченко А.М., Гречановська О.Є.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, grechanovsky@gmail.com

PHYSICAL METHODS OF RADIATION DAMAGE RESEARCH IN ZIRCONS OF THE YASTRUBTSI ORE OCCURRENCE (UKRAINIAN SHIELD)

Grechanovsky A.E., Kalinichenko A.M., Grechanovskaya E.E.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, grechanovsky@gmail.com

The XRD method showed the presence of diffuse diffraction bands, which indicates the presence of an amorphous phase. After heating at $T = 1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, these bands significantly decrease. It was shown by MAS NMR that there are regions in the initial structure in which $[\text{SiO}_4]$ tetrahedra are interconnected. These regions are designated Q^n (n is the number of bridging oxygen atoms per Si atom). It has been established that the silica phase is practically absent in the zircon samples. In such samples, mainly Q^{1-2} and Q^3 polymerization of silicon atoms occurs (for sample 3, only Q^{1-2} polymerization is characteristic). The MAS NMR results are in good agreement with the XRD data.

Акцесорний циркон є найбільш надійним мінералом при визначенні віку порід. Явище метаміктизації циркону призводить до зміни його фізичних і хімічних властивостей, втрати його фізичної і хімічної стабільності [1]. Природа метаміктності циркону досліджується тривалий час зарубіжними і вітчизняними вченими комплексом фізичних і фізико-хімічних методів. На сьогоднішній день одним з перспективних методів дослідження цього явища є метод ядерного магнітного резонансу (ЯМР) [2].

Метою даної роботи було з'ясування особливостей структури частково метаміктних цирконів на прикладі Яструбецького рудопрояву (Український щит) і особливостей їх рекристалізації.

Об'єкти і методи дослідження. Були досліджені циркони: зразки 1 та 2 (гл. 627 та 1069 м, відповідно, які належать до середньометаміктних цирконів), і зр. 3 (гл. 1302,5 м, вміст U в якому менше). Вік цирконів становить 1,6 млрд. р. В якості основного методу дослідження були використані ЯМР високої

роздільної здатності (MAS ЯМР) на ядрі ^{29}Si та метод рентгенофазового аналізу (РФА).

Результати експерименту за методом РФА. Вихідний зразок 1 поруч з вузькими піками має чітко виражені дифузійні дифракційні смуги, що відповідають літературним даним [3] для метаміктних цирконів. Усі рефлекси дифрактограми вихідного зразка розширені. Аморфна фаза циркону представлена широким фоновим рефлексом в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$ [3] і меншим рефлексом в діапазоні $2\theta = 40 - 70^\circ$.

Після прогріву зразку 1 при $T = 800$ та 1100°C інтенсивність дифузних дифракційних смуг зменшується, інтенсивність рефлексів кристалічного циркону зростає. Після прогріву при $T = 800^\circ\text{C}$ значно зменшується фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 40 - 70^\circ$, а при $T = 1100^\circ\text{C}$ він зникає і значно зменшується фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$. Це свідчить про якісну зміну в структурі циркону, зокрема, про значне збільшення його кристалічності.

У випадку зразку 3 дифракційні смуги виражені слабше, ніж для зразку 1. Наприклад, фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 40 - 70^\circ$ був відсутній, а в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$ виявляється слабше. Після прогріву при $T = 1100^\circ\text{C}$ фоновий рефлекс зразку 3 в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$ значно зменшується.

Результати експерименту за методом MAS ЯМР. Для отримання інформації про локальну структуру зразків були отримані спектри MAS ЯМР для вихідних зразків 1-3, а також для зразка 1 після відпалу при різних температурах: $600, 800, 900$ і 1100°C . Отримані експериментальні результати за методом MAS ЯМР наведені на рисунку.

Спектри ЯМР реєструвалися на імпульсному спектрометрі з Фур'є перетворенням AVANCE - 400 (Bruker). Частота обертання зразків 5 кГц . Хімічні зсуви δ вимірювалися в мільйонних частках (ppm) по відношенню до тетраметилсілану.

Пошкоджена структура циркону складається, зокрема з різних полімеризованих ділянок, в яких тетраедри $[\text{SiO}_4]$ різним способом пов'язані між собою [4]. Полімеризація в таких ділянках описується індексом n — кількістю мостикових атомів кисню на один атом Si. Ділянка з такою конфігурацією позначається Q^n .

Поділ спектрів здійснено з використанням модуля SOLA програмного забезпечення TopSpin. Отримані лінії згруповані по конфігураціям залежно від хімічного зсуву δ Q^0 ($\delta = -82.1\text{ppm}$), Q^{1-2} ($\delta = -90.2\text{ppm}$), Q^3 ($\delta = -100.2\text{ppm}$) і Q^4 ($\delta = -110\text{ppm}$).

Результати показують, що при відпалі за температури 600°C для зр. 1 кристалічна фаза збільшується за рахунок зменшення Q^{1+2} -фази. З іншого боку, частина Q^3 -фази починає переходити в Q^4 -фазу (фазу кремнезему). При 800°C триває деяке збільшення фази Q^0 за рахунок фази Q^2 , але загалом відбувається значний перехід Q^3 -фази в Q^4 -фазу. При температурі 900°C значних змін не відбувається, а при 1100°C відбувається значне зменшення фази Q^4 , яка переходить в кристалічну фазу Q^0 . Результати MAS ЯМР добре узгоджуються з даними РФА.

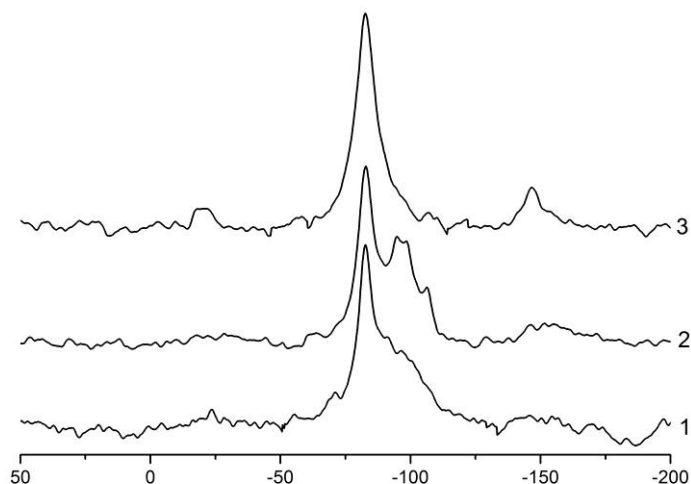


Рисунок - Спектри MAS ЯМР ^{29}Si вихідних зразків 1-3.

Висновки:

1. Циркони Яструбецького рудопрояву УЩ належать до метаміктних цирконів (зр. 1) і до цирконів з середньою метаміктністю (зр. 2).

2. За допомогою методу ядерного магнітного резонансу високого розділення (MAS ЯМР) показано, що у вихідних цирконах відсутня фаза кремнезему (фаза з індексом полімеризації Q^4). В цирконах із середнім ступенем метаміктності також відсутня фаза Q^3 .

3. Результати MAS ЯМР добре узгоджуються з даними рентгенофазового аналізу.

Дослідження виконано за проєктом "Перспективи використання цирконових руд як комплексної сировини на прикладі Азовського родовища і Яструбецького рудопрояву (Український щит)".

Література

1. Гречанівський О.Є. Радіаційна стійкість природних та штучних мінеральних матриць для довготривалої та екологічно-безпечної утилізації високоактивних радіоактивних відходів. К.: Логос, 2012. 128 с.
2. Пономаренко А.Н., Брик А.Б., Гречановский А.Е., Ларионов А.Л., Калиниченко А.М. Физические модели, методы исследования и свойства метамиктных цирконов. // Минерал. журн (Украина), 2009. Т. 29. С. 45–58.
3. Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R. Radiation Effects in Zircon. // Rev. Miner. Geochem, 2003. Vol. 53. P. 387 – 425.
4. Grechanovsky A. E., Urusov V. S., Eremin N. N. Molecular dynamics study of self-radiation damage in mineral matrices. // Journal of Structural Chemistry, 2016. Vol. 57, N 6. P. 1284–1304.

**СТРУКТУРНІ І НЕСТРУКТУРНІ ДОМІШКИ В ЦИРКОНІ РІЗНОГО
СТУПЕНЯ МЕТАМІКТНОСТІ ЗА ДАНИМИ ЯМР І ЕПР**

Гречанівський О.Є., Калініченко А.М., Калініченко О.А., Багмут М.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, grechanovsky@gmail.com

**STRUCTURAL AND NON-STRUCTURAL IMPURITIES IN ZIRCON OF
DIFFERENT DEGREES OF METAMICTICITY ACCORDING TO
NMR AND EPR**

Grechanovsky A.E., Kalinichenko A.M., Kalinichenko O.A., Bagmut M.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, grechanovsky@gmail.com

NMR and EPR methods show that in zirconium ores made of syenite and accessory granite, non-formula chemical elements REE, Fe^{3+} , Al, Ca, P and others are associated with solid inclusions of feldspar in the former and apatite in the latter. It is assumed that they are localized in many numerical microcracks and pores of the metamictic phase. When recrystallization of the zircon structure occurs and their recrystallization.

В цирконі поширені не структурні домішки які представлені в основному включеннями різних мінералів і молекул H_2O , а загально визнаними структурними домішками, які ізоморфно заміщують іони Zr^{4+} , є Hf^{4+} , U^{4+} і Th^{4+} [1].

Метою роботи було виявити структурні і не структурні домішки в цирконі різного ступеня метаміктності методами магнітного резонансу.

Об'єктами дослідження були циркони Азовського і Октябрського (1, 2), Яструбецького, св.23, інтервал 627, 836, 1069 і 1302,5 м (3-6) родовищ; гранітів УЩ (колекція Степанюка Л.М.) (7-11) і ураноносних альбітитів, проба 12679 (12, зразки).

Ступінь метаміктності структури можна характеризувати змінами в електронному оточенні SiO_4 -тетраєдрів при авторадіації як - Q_0 , Q_0' ($\text{Si}-4\text{Zr}$), Q_1 ($\text{Si}-3\text{Zr}$), Q_2 ($\text{Si}-2\text{Zr}$), Q_3 ($\text{Si}-\text{Zr}$), Q_4 ($\text{Si}-0\text{Zr}$) в кристалічній структурі Q_0 і з ізольованими точковими дефектами Q_0' , а також нанорозмірними доменами зв'язаними з одним, двома, трьома, або чотирма Si відповідно. Типи конфігурацій і їх кількість прямо корелює з дозою авторадіації. При дозі $\leq 10^{18}$ α -розпадів/г це Q_0' , Q_1 , а при дозах 1-4 і 4-6 10^{18} α -розпадів/г - Q_{1-3} і Q_4 відповідно. Інколи Q_4 розділяється на дві компоненти (рисунок).

За даними ЯМР ^{29}Si метаміктність циркону Азовського родовища значно менша ніж Яструбецького рудних інтервалів і практично співпадає з цирконом із більших глибин поза рудною товщею, що в деякій мірі корелює з даними про менший вміст U в них. В спектрах цирконів 1 і 2 чітко проявляються компоненти ^{29}Si в домішковому низькому альбіті, значно більшої інтенсивності в зр.2 (рисунок), метаміктність якого також суттєво вища. Інтенсивність сигналів ЕПР від гематитового заліза також значно більша в зр.2 в порівнянні з зр.1. Так як досліджувались крупні монокристали без видимих змін, то,

ймовірно, ці мінерали локалізовані в метаміктній фазі цирконів як тверді включення.

За даними ЯМР ^{31}P і ^{19}F в цирконі із гранітів на відміну від сієнітів виявлені домішки апатиту, структура якого зазнала впливу авторадіації, що дає підстави припускати локалізацію його в метаміктній фазі.

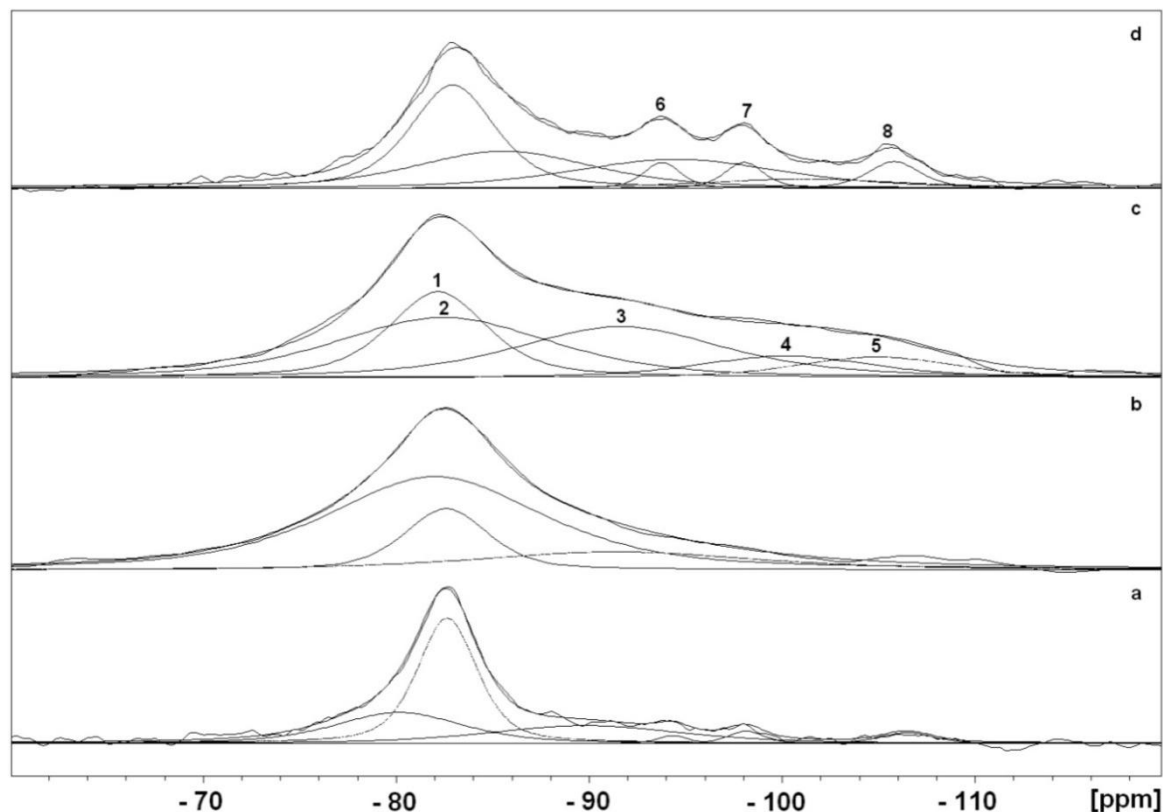


Рисунок - Спектри MAS ЯМР ^{29}Si цирконів лужних порід, N 1, 6, 4 і 2 – а, b, c і d відповідно. 1 – 5, компоненти спектру циркону, електронні конфігурації Q_0 – Q_5 відповідно. 6,7,8 – компоненти спектру ^{29}Si у низькому альбіті в цирконі.

За даними ЕПР іони Fe^{3+} локалізовані в нанорозмірних слабо кристалічних пластинках гематиту, вміст яких збільшується із збільшенням метаміктності цирконів різного походження. Припускається, що вони локалізовані в багато чисельних мікротріщинах і порах. При рекристалізації структури циркону відбувається і рекристалізація гематиту.

Таким чином, чисельні повідомлення про виявлення в цирконах не формульних елементів РЗЕ, Al, Ca, P і інших може бути пов'язане з твердими включеннями апатиту, польових шпатів та інших мінералів. Ізоморфні домішки, крім Hf^{4+} , U^{4+} і Th^{4+} , можливо, присутні і в цирконі, але в незначній кількості, так як хімічні зсуви на ядрах ^{29}Si в кристалічній фазі суттєво не змінюються незалежно від його складу і метаміктності [2].

Структура рудного циркону із сієнітів, акцесорного із гранітів і ураноносних альбітитів помітно не відрізняються і визначається ступенем їх метаміктності.

Література

1. *Hoskin P.W.O. and Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Miner. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27 – 62.
2. *Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R.* Radiation Effects in Zircon. // *Rev. Miner. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 387 – 425.

УДК 549.742.111:551.263.036:553.98(477-924.52)

НЕРУДНІ МІНЕРАЛИ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ БЕСКИДСЬКОГО ТУНЕЛЮ КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОНИ

УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Занкович Г.О., Кохан О.М.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
zankovuch@gmail.com

NON-ORE MINERALS OF VEINLET-IMPREGNATED MINERALIZATION OF THE BESKID TUNNEL OF THE KROSNEN ZONE OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Zankovych H.O., Kokhan O.M.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of
Ukraine, Lviv, zankovuch@gmail.com

The Beskydy Tunnel is the second longest railway tunnel in Ukraine. Its section is represented by sediments of the Krosno zone, namely the stratification of sandstones, argillites and siltstones. There are two zones of fracture, streaked interspersed mineralization of which is represented by ore and non-ore minerals, respectively, sulfides and calcite with quartz type “Marmara diamonds”. Quartz occurs in the form of splices and well-faceted crystals, transparent, yellow, brown, black. Calcite is found in milky, translucent color in the form of veins, impregnations, powders on quartz, rubble. Occasionally there were signs of leakage of black matter with the smell of oil.

Бескидський тунель з'єднює Львівську (станція Бескид, Сколівського району) і Закарпатську (станція Скотарське, Воловецького району) області. Проходить під Верховинським Вододільним хребтом Українських Карпат, а саме під Бескидським перевалом і річкою Віча.

Довжина тунелю – 1764,5 м; ширина – 10,5 м; висота – 8,5 м. Пролягає на глибині 180 м від поверхні Бескидського хребта. Висота пролягання тунелю над рівнем моря - 800 метрів [3].

Розріз Бескидського тунелю представлений відкладами Кросненської зони, а саме перешаруванням пісковиків, аргілітів та алевролітів. Виявлено дві зони тріщинуватості (рис. 1). Друга зона проходить під річкою Віча. Прожилково-вкраплена мінералізація цих зон представлена рудними і нерудними мінералами. Рудні – сульфіди. Нерудні – кальцит і кварц. Часто із прожилків витікала чорна речовина із запахом нафти або була присутня у вигляді солідолу [1].

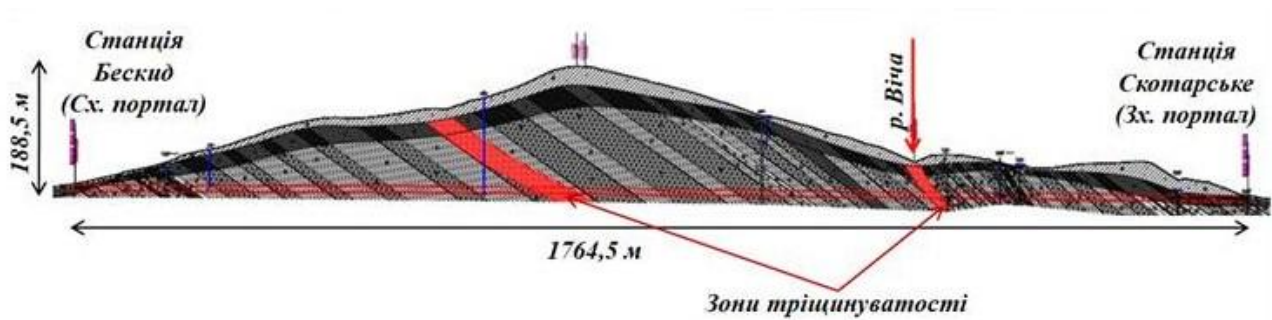


Рисунок 1 - Дві зони тріщинуватості у розрізі Бескидського тунелю Кросненської зони Українських Карпат (за основу взято інженерно-геологічний розріз по лінії III-III державного підприємства “Київський інститут інженерних пошуків і досліджень “Енергопроект”. Виконавець Богущ, 2012 р.).

Кальцит зустрічається молочного, напівпрозорого кольору у вигляді жил, прожилків, вкраплень, посипок на кварці, друз, окремих кристалів та їх зростків (рис.2). Представлений кристалічно-зернистими різновидами. Габітус кристалів ромбоєдричний і призматичний.



Рисунок 2 - Форми знаходження кальциту прожилково-вкрапленої мінералізації Бескидського тунелю Кросненської зони Українських Карпат.

Кварц зустрічається у вигляді зростків та добре огранених кристалів типу “мармароських діамантів”. Прозорого, жовтого, бурого, чорного забарвлення. Колір “мармароських діамантів” залежить від вмісту включень у ньому (рис.3).

Обрис кристалів “мармароських діамантів” ізометричний, короткостовпчастий, стовпчастий. Усі індивіди двоголові. Габітус кристалів призматично-ромбоєдричний. Виділяють декілька типів кристалів за габітусом: псевдокубічний, гексагонально-дипірамідальний, гексагонально-призматичний (короткопризматичний і призматичний), тригонально-призматичний (короткопризматичний і призматичний) [2].



Рисунок 3 - Форми знаходження кварцу прожилково-вкрапленої мінералізації Бескидського тунелю Кросненської зони Українських Карпат.

Отже, прожилково-вкраплена мінералізація Бескидського тунелю Кросненської зони Українських Карпат приурочена до двох великих зон (рис.1) і представлена двома нерудними мінералами: кальцитом (рис.2) і кварцом типу “мармароських діамантів” (рис.3). Мінерали містять включення, які видно неозброєним оком. Подальші мінералогічні, онтогенічні, мінералофлюїдологічні дослідження мінералів сприятимуть відкриттю нових результатів як з мінералогії, геохімії і кристалографії, так і з нафтогазової геології Карпатського регіону.

Література

1. Занкович Г. О. Геохімія флюїдів прожилково-вкрапленої мінералізації перспективно нафтогазоносних комплексів північно-західної частини Кросненської зони Українських Карпат. Автореф. дис. ... канд. геол. наук (прирівняно до PhDGeology).2016. 25 с.
2. Олександр Вовк, Галина Занкович, Ігор Наумко. Особливості кристаломорфології мармароських “діамантів” із жил у флішових відкладах Кросненської зони Структурно-фаціальної одиниці Українських Карпат (район нового Бескидського тунелю) // Мінералогічний збірник. 2018. N 68. Вип. 1. Р. 72–75
3. https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%91%D0%B5%D1%81%D0%BA%D0%B8%D0%B4%D1%81%D1%8C%D0%BA%D0%B8%D0%B9_%D1%82%D1%83%D0%BD%D0%B5%D0%B%D1%8C

**КИСНЕВО-ВОДНЕВІ ДЕФЕКТИ СТРУКТУРИ ТА ГЕНЕТИЧНІ
ОСОБЛИВОСТІ АМАЗОНІТУ**

Ільченко К.О., Лупашко Т.М., Гречановська О.Є., Таращан А.Н.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка
НАН України, м. Київ, K_Ilchenko@hotmail.com

**OXYGEN -HYDROGEN DEFECTS OF STRUCTURE AND GENETIC
FEATURES OF AMAZONITE**

Ilchenko K.O., Lupashko T.M., Grechanovska O.E., Taraschan A.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, K_Ilchenko@hotmail.com

The OH_n -defects in cleavage plates of natural and annealed (1173 K, 1 hour in air and 923 K, 0,5 hour in the flow of He) of light-blue and green microcline – amazonite (Am) from several different deposits were investigated by means of FTIR-spectroscopy. Narrow OH^- and some more wide $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$ absorption bands in light-blue Am IR-spectra after annealing in both experiments were thermostable. Much wider $\text{H}_2\text{O}_{\text{incl.}}$ and $\text{H}_2\text{O}_{\text{str.}}$ bands in green Am spectra almost disappeared after annealing. Significant differences in the composition, number, content and thermal stability of OH_n defects in light-blue and green Am indicate different physico-chemical parameters (Red / Ox potential and $f(\text{O}_2)$) of their crystallization medium, which are associated with variable activity of oxidized and reduced forms of water ($2\text{H}_2\text{O} + 2e^- \rightarrow \text{H}_2 + 2\text{OH}^-$) and other elements.

Киснево-водневі дефекти OH_n в номінально безводних польових шпатах. можуть бути представлені OH -групами, молекулами структурно зв'язаної води ($\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$), що може займати структурну позицію М [1], та водою у включеннях ($\text{H}_2\text{O}_{\text{incl.}}$). Існує думка, що забарвлення амазоніту (Am), зеленої або блакитної відміни триклінного високо упорядкованого максимального мікрокліну, блакитного олігоклазу та зеленого ортоклазу безпосередньо пов'язане з одночасною присутністю в них ізоморфної домішки Pb^{2+} та $\text{H}_2\text{O}_{\text{str.}}$ або OH -груп. Смуги поглинання останніх фіксуються у їхніх ІЧ-спектрах [2 - 4].

Робота присвячена дослідженню ІЧ-спектрів спайних пластинок зразків Am зеленого (Пержанське родовище, УЩ, Україна; родовища «Гора Парусная» і «Плоскогорське», Кольський півострів, РФ), блакитно-зеленого (родовище «Резерфорд», штат Вірджинія, США) та блакитного кольору (Орловське родовище, Східне Забайкалля, РФ). Усі зелені амазоніти генетично пов'язані з породами лужногранітоїдної формації (докембрій), а блакитні – сублужнолейкогранітової (мезозой). ІЧ-спектри в діапазоні $2000 - 7000 \text{ cm}^{-1}$ спайних пластинок Am (001) природних і прожарених за температури 1173 K на повітрі (1 год) та 923 K в струмені He (0,5 год.), отримані на FTIR Фур'є спектрометрі Nicolet 6700 з ІЧ-мікроскопом Nicolet Continuum (Thermo Fisher Scientific). Розкладання спектральних кривих на окремі гаусові компоненти (Gauss Area) виконано за допомогою програми PeakFit v 4.11.

ІЧ-спектри в діапазоні $2800 - 3800 \text{ cm}^{-1}$ природних зразків Am блакитного і блакитно-зеленого кольору (рис. 1, а) суттєво відрізняються від спектрів зеленого Am (рис. 1, с) як за положенням, кількістю та шириною смуг поглинання, так і за їхньою термічною стійкістю при прожарюванні.

Розкладання кривих ІЧ-поглинання на гаусові складові показало, що схожі між собою спектри зелених кристалів складаються, головним чином, з широкої смуги 3440 – 3456 cm^{-1} і слабшої – 3235 – 3240 cm^{-1} в низькочастотному її крилі (напівширина ($\Delta\nu$) – 305 і 285 cm^{-1} , відповідно), та значно слабшої смуги ~ 3040 cm^{-1} ($\Delta\nu$ – 195 cm^{-1}). Спектри блакитного (Орловське родовище) і блакитно-зеленого Ам (родовище «Резерфорд») складаються з ряду значно вузьких смуг поглинання ($\Delta\nu$ – 27 – 78 cm^{-1}) з максимумами 3068, 3115, 3276, 3326 та 3396, 3407 cm^{-1} , які часом накладаються на значно ширші смуги ($\Delta\nu$ – 144 – 425 cm^{-1}) з максимумами близько 3215 та 3370 cm^{-1} , що більш характерно для спектрів блакитно-зелених зразків (рис 1а: 1,2).

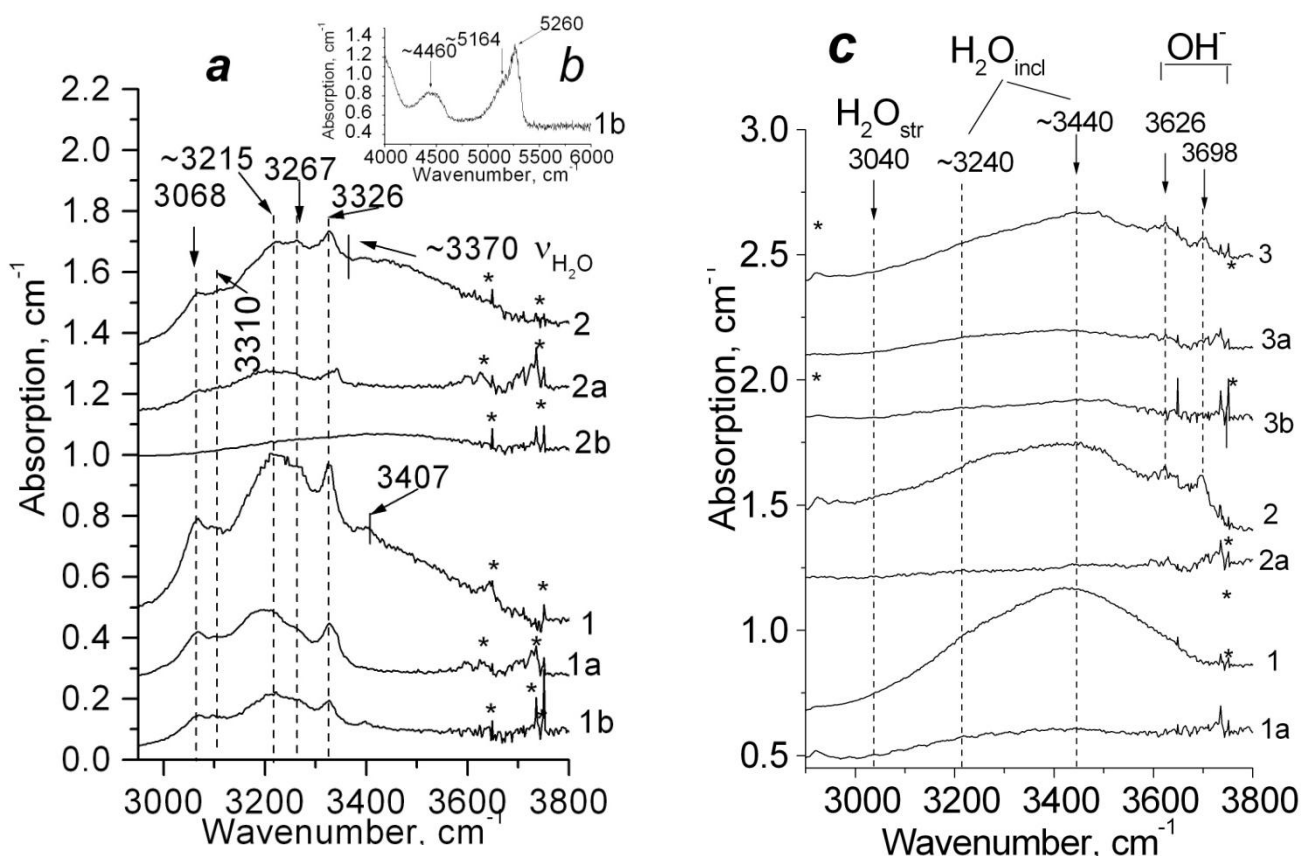


Рисунок 1 – Типові ІЧ-спектри спайних пластинок амазоніту: природний (1-3), прожарений на повітрі 1 год., 1173 К (1а – 3а) і в струмені He 0,5 год., 923 К (1б, 2б, 3б). **а** і **с** – діапазон валентних коливань OH_n -груп 2950 – 3800 cm^{-1}

б – діапазон 4000 – 6000 cm^{-1} комбінаційних коливань OH -груп (~ 4460 cm^{-1}) та H_2O (5164 і 5260 cm^{-1}).

а: 1, 1а, 1б – блакитний (Орловське родовище); 2, 2а, 2б – блакитно-зелений (родовище «Резерфорд»); **с**: зелений амазоніт: 1, 1а (Пержанське родовище), 2, 2а і 3, 3а, 3б (родовища «Плоскогорське» та «Гора Парусная», відповідно)

Внаслідок обох типів прожарювання всі зразки знебарвлюються. Прожарювання зелених Ам як на повітрі за температури 1173 К, так і без доступу кисню в струмені He за 923 К призводить до майже повної втрати смуг поглинання дефектів OH_n (рис.1с: 1а – 3а та 3б, відповідно). В спектрах блакитного Ам після обох типів прожарювання найширші смуги поглинання

вже не фіксуються, вузькі смуги зберігаються без змін (рис.1а: 1 – 1b). ІЧ-спектри зразків блакитного і блакитно-зеленого Am, прожарених на повітрі (рис. 1а: 2а), подібні між собою. (рис. 1а: 1а). У спектрі блакитно-зеленого зразка, прогрітого в струмені He, смуги поглинання OH_n практично відсутні, чи надзвичайно слабкі, як і в разі Am зеленого кольору. Вузькі смуги дефектів OH_n в спектрі блакитно-зеленого Am, як і в блакитному, виявляються стійкими до впливу високотемпературного прожарювання на повітрі, тоді як в зелених зразках усі киснево-водневі дефекти руйнуються.

Смуги поглинання з частотою 4460 см^{-1} та 5260 см^{-1} з плечем $\sim 5164\text{ см}^{-1}$ (рис. 1b) в ближньому ІЧ-діапазоні, характерні, відповідно, для комбінаційних коливань OH -груп та молекул H_2O , присутність яких є вагомим аргументом для визначення форми дефектів OH_n [1 – 4], були зафіксовані в спектрі товстої пластинки блакитного Am навіть після його прожарювання в струмені He. Це дозволяє нам віднести найвузьчі смуги в спектрі цього Am до поглинання валентних коливань кількох OH -груп, які, вірогідно, заміщують атоми оксигену в SiO_4 - та AlO_4 -тетраедрах в різних структурних позиціях і, ймовірно, розташовані поблизу іонів Pb^{2+} або інших ізоморфних домішок, забезпечуючи зарядову нейтральність структури мікрокліну. Ширші смуги поглинання пов'язані з поглинанням кількох молекул $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$. Інтенсивні широкі смуги в спектрі зелених зразків ~ 3440 та 3240 см^{-1} віднесені до поглинання води $\text{H}_2\text{O}_{\text{incl}}$, присутньої у вигляді включень, більш слабкі $\sim 3040\text{ см}^{-1}$ – до молекул $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$.

Термічна стійкість OH -груп та молекул $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$ в структурі блакитного Am з Орловського родовища є наслідком його кристалізації за нерівноважних умов – значного Т-градієнту і осциляції флюїдного тиску [5].

Суттєві відмінності складу і концентрації киснево-водневих дефектів OH_n у кристалах зеленого і блакитного Am свідчать про різні фізико-хімічні параметри (Red / Ox потенціал і $f\text{ O}_2$) середовища їх кристалізації, які, зазвичай, є гетерогенними і пов'язані зі змінною активністю окисненої і відновленої форм багатьох елементів, зокрема, і води ($2\text{H}_2\text{O} + 2\text{e}^- \rightarrow \text{H}_2 + 2\text{OH}^-$).

Література

1. Beran A. A model of water allocation in alkali feldspar, derived from infrared-spectroscopic investigations // Phys. Chem. Minerals, 1986. V. 13, N5. P. 306 – 310.
2. Hofmeister A. M., Rossman G. R. A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite: structurally hydrous, Pb-bearing feldspar // Amer. Mineral., 1985. V.70, N7/8. P. 794 – 804
3. Hofmeister A. M., Rossman G. R. A model for the irradiative coloration of smoky feldspar and inhibiting influence of water // Phys. Chem. Minerals, 1985. v. 12, N6. P.324 – 332.
4. Hofmeister A. M., Rossman G. R. A spectroscopic study of blue irradiation coloring in plagioclase // Amer. Mineral., 1986. V.71, N1/2. P. 95 – 98.
5. Федькин А.В. Геохимическая эволюция и расслоенность литий-фтористых гранитов танталовых месторождений Орловка и Этыка Восточного Забайкалья // Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-минералогических наук. Москва, 2000. – 30 с.

**КРИСТАЛОХІМІЧНІ ТА МАГНІТНІ ОСОБЛИВОСТІ МАГНЕТИТУ
КРЕМЕНЧУЦЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ**

*Калініченко А.М.¹, Білоус О.І.², Дудченко Н.О.¹, Бондаренко С.М.¹,
Калініченко О.А.¹, Овсієнко В.В.¹*

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, akalinichenko@nas.gov.ua

² FERREXPO, Київ, Україна, a.belous@ferrexpo.com

**CRYSTAL-CHEMICAL AND MAGNETIC PECULIARITIES OF
MAGNETITE FROM KREMENCHUG IRON ORE REGION**

*Kalinichenko A.M.¹, Belous O.I.², Dudchenko N.O.¹, Bondarenko S.M.¹,
Kalinichenko O.A.¹, Ovsienko V.V.¹*

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, akalinichenko@nas.gov.ua

² FERREXPO, Ukraine, Kyiv, a.belous@ferrexpo.com

Crystal-chemical parameters and magnetic characteristics (Curie temperature and saturation magnetization) of magnetite samples of Kremenchug iron ore region (Horishne-Plavnynske, Erystivske, Bilanivske deposits) were determined. Curie temperature of all samples was 570 – 590 °C, that corresponds to the temperature of altered magnetite. It was shown, that magnetite samples of Kremenchug iron region one could divide by their crystal-chemical parameters into two groups: oxidized and stoichiometric magnetite. Obtained results could be useful for the preparation of such types of ores for beneficiation.

Магнетит ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$) – основний мінерал залізних руд багатьох магматичних і метаморфічних порід [1] в тому числі і в Кременчуцькому залізорудному районі. При використанні існуючих методів збагачення деяких типів магнетитових руд, іноді утворюються не кондиційні концентрати, що не відповідають вимогам до них металургійних підприємств. Тому, перед підготовкою таких руд до збагачення, необхідно проводити ретельний аналіз їх кристалохімічних особливостей з подальшим вибором відповідної технології збагачення. Тому, метою даної роботи було виявити кристалохімічні і магнітні особливості магнетиту з деяких родовищ Кременчуцького залізорудного району без виділення монофракцій, використовуючи мінералогічні і фізико-хімічні методи.

Об'єктами дослідження були зразки (31 зр.) магнетитових кварцитів із Кременчуцького залізорудного району (Горішні-Плавнинське, Єристівське та Біланівське родовища). Крім того оцінювали структуру магнетиту залізорудного концентрату після першої сухої магнітної сепарації вихідної руди, а також магнетиту із слабomagнітної фракції виділеної із цього ж концентрату сухою магнітною сепарацією в лабораторних умовах (таблиця).

Магнітні характеристики магнетиту оцінювали по результатам термомагнітних вимірювань при нагріві кварцитів до температур 650 °C, тобто вище температури Кюрі для магнетиту ($T_C=580^\circ\text{C}$) і охолодженні за звичайних умов.

Таблиця - Вміст магнетиту і гематиту в кварцитах за мінералогічними (a,c), РФА (b,g), а також сидериту (d, мас.%) даними. Інші пояснення в тексті.

N	a	M _S	b	I ₃₅₀	ΔM _S	d ₁	d ₂	a	c	g	d
1	35-45	42	40	1	-4	4,870	2,975	8,417	8	-	-
2	40-45	43	52	0	+7	-“-	-“-	8,411	7-28	14	2
3	45-50	42	47	-“-	-2	-“-	-“-	8,415	3-8	-	-
4	45-55	41	40	1	0	-“-	-“-	8,412	5	-	-
5	45-50	38	40	-“-	-“-	-“-	-“-	-“-	3-5	-	-
6	50-55	38	42	0	+4	-“-	-“-	-“-	20	5	-
7	45-55	40	52	-“-	-5	4,877	-“-	8,413	5-25	1	-
8	-“-	-“-	47	-“-	-6	4,870	-“-	8,412	1-2	2	-
9	40-45	33	42	-“-	0	-“-	-“-	-“-	2-5	-	-
10	45-55	40	50	1	+5	4,832	2,964	8,400	1-2	-	-
11	40-50	39	47	-“-	+10	4,870	2,975	8,416	2-4	10	-
12	-“-	40	42	-“-	-3	-“-	-“-	8,420	2-8	-	-
13	50-55	42	-“-	0	-3	4,832	-“-	8,404	3-7	10	-
14	40-50	49	47	-“-	-6	-“-	2,964	8,400	5-25	1	-
15	45-50	41	45	-“-	0	4,870	2,975	8,412	1-3	-	-
16	-“-	36	38	1	-“-	-“-	2,964	8,409	1-2	-	-
17	30-40	56	70	0	-“-	-“-	2,975	8,412	6-15	-	-
18	40-50	33	52	1	-“-	-“-	-“-	8,413	20-30	14	-
19	30-45	41	45	0	-5	-“-	-“-	8,412	2-8	-	-
20	45-50	43	53	1	-7	4,832	2,964	8,400	2-5	2	-
21	45-52	51	60	0	-8	4,870	2,975	8,413	1-4	4	-
22	40-50	27	40	1	-20	4,832	2,964	8,400	7-15	27	-
23	35-50	42	50	-“-	-2	4,870	2,975	8,412	5-25	-	-
24	35-40	33	38	-“-	-“-	-“-	-“-	8,410	5	-	-
25	40-45	2	22	0	+90	4,680	-	8,359	20-40	36	11
26	40-50	20	30	1	+60	4,832	2,964	8,400	-“-	10	8
27	45-65	48	28	-“-	+6	-“-	2,975	8,404	10-40	13	2
28	45-40	45	35	0	-6	4,877	-“-	8,416	-“-	1	-
29	40-50	48	-“-	1	-5	4,870	-“-	8,412	2-6	-	-
30	-“-	39	40	-“-	-7	4,858	2,964	8,400	4-8	1	-
31	45-65	33	48	0	-“-	4,870	2,976	8,416	1-4	-	-
32	80-88	80	90	1	-10	4,868	2,968	8,410	1	-	-
33	-	-	5	-	-	4,855	2,973	8,397	-	1	-

Примітки: - не виявлено; 1 – 15 Єриствське (інтервали 45 – 241 м із кар’єру і різних свердловин), 16 – 24 Горішні-Плавнинське (кар’єр, інтервали 150 – 345 м), 25 – 31 Біланівське (різні свердловини інтервали 94 – 210 м) родовища, відповідно; 32, 33 – концентрат і його “хвіст”.

Структурні характеристики зразків магнетиту представлені в таблиці двома першими діагностичними рефlekсами магнетиту d₁, d₂ і параметром кристалічної решітки a (Å), а магнітні – намагніченість насичення (M_S, A*м²/кг), різницею в намагніченостях насичення зразків до нагріву вище T_C і після охолодження (ΔM_S, %), а також наявністю (1) або відсутністю (0) зменшення намагніченості в інтервалі 350 – 450°C (I₃₅₀). Відмітимо, що I₃₅₀ магнетиту відповідає першому екзотермічному піку окислення природного магнетиту [2].

Із таблиці видно, що по структурним характеристикам зразки магнетиту можливо розділити на два типи – M1(напівжирний шриф,10) і M2 (23 зразки)

з меншими і більшими параметрами a , відповідно. Крім того видно, що за термомагнітними характеристиками M_S та I_{350} зразки магнетиту також можливо розділити на два типи – з ΔM_S близьким до нуля (0 – -5 %, 12зр.), умовно М2 і помітно більшою різницею в магнітних моментах (до -20%, 13зр.), М1. В 7 зразках спостерігалось збільшення намагніченості після прогріву, хоча термомагнітні криві суттєво не відрізнялись від інших зразків за виключенням зразка 25. Спостерігається тенденція, що така аномалія характерна для зразків з сидеритом і, таким чином, вказує на утворення магнетиту при його термічному розпаді [1]. Зменшення M_S після термомагнітних вимірювань, а також окислення при $T=350$ °С, ймовірно, вказує на помітні відмінності в структурі та складі двох типів магнетиту – більш окисленого М1 і практично стехіометричного, або менш окисленого М2. Таке припущення підтверджується тим, що в 130 мікрозондових аналізах зразків магнетиту суттєвих відмінностей за вмістом хімічних елементів шпінелевої групи не виявлено. Припускається, що структурні і термомагнітні характеристики магнетиту двох типів пов'язані з ступенем його мартитизації (магемитизації), в більшій мірі в М1. Отримані дані можуть бути використані при підготовці таких типів руд до збагачення.

Температури Кюрі для всіх зразків складали приблизно 570 – 590 °С, що відповідає температурі характерній для зміненого магнетиту, враховуючи оцінки по породі і дещо розмиті термомагнітні залежності.

Література

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Дж. Зусман. Пороодообразующие минералы. Т.5.М:Мир, 1966.408 с.
2. Schmidts E. R. and Vermaas F. H. S. Differential Thermal Analysis and cell dimensions of some natural magnetites // Amer. Mineral., 1955. V 40, N 5,6. P. 422-431.

ДІАМАНТИ УКРАЇНИ. ЗДОБУТКИ ТА ЗАВДАННЯ

Квасниця В.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, vmkvas@hotmail.com

DIAMONDS OF UKRAINE. ACHIEVEMENTS AND TASKS

Kvasnytsya V.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, vmkvas@hotmail.com

The main conclusions that follow from the results of research on diamonds of Ukraine are presented: division into geological and genetic types of diamonds, distribution of diamonds, their main ore occurrences, age of diamond-bearing rocks, features of diamonds from Proterozoic and Neogene terrigenous deposits. Mantle diamonds from different ages of terrigenous deposits are variable in morphology, anatomy, concentration and degree of aggregation of nitrogen centers, isotopic composition of carbon and mineral inclusions. Impact diamonds from meteorite craters and terrigenous deposits of Ukraine are paramorphoses on graphite crystal with similar phase, morphological, anatomical, isotopic and structural characteristics.

Минає трохи більше 70 років від першої достовірної знахідки кристала діаманту на теренах України і власне від постановки наукової проблеми корінної діамантоносності її території. За цей час у вирішенні цієї складної і різносторонньої проблеми були отримані певні результати з мінералогії знайдених діамантів. Значна частина цих результатів висвітлена у виданнях [1-4]. Нижче наведені деякі підсумки давніших і нових досліджень українських діамантів.

Установлено, що в мінеральних комплексах України поширені діаманти двох геолого-генетичних сімейств – ендегенного (мантіїні діаманти) і екзогенного (імпактні діаманти). За особливостями знайдених розсипних ендегенних діамантів і вміщуючих їх теригенних відкладів на Українському щиті вирізняються такі діамантоносні провінції: Волинська (Волинський мегаблок), Придніпровська з підрозділом на дві субпровінції (північну на Росинсько-Тікицькому мегаблоці і південну на Середньопридніпровському і частково на Приазовському мегаблоках) і Побузько-Придністровська (Дністровсько-Бузький мегаблок і південна частина Росинсько-Тікицького мегаблоку), для яких прогнозуються власні корінні джерела діаманту. Серед них найбільш виразно виокремлюється Побузько-Придністровська провінція завдяки знахідкам в її різновікових теригенних відкладах відносно чисельних зелених мікродіамантів рідкісного морфологічного типу кристалів – тетрагексаедроїдів з увігнутими гранями $\{hk0\}$. Побузько-придністровські зелені тетрагексаедроїди можна вважати діамантами-ендеміками на території України.

За віком основні розсипні прояви ендегенного діаманту належать до 1) білокоровицьких нижньопротерозойських конгломератів і пісковиків на Волинському мегаблоці; 2) нижньонеогенових (міоценових, полтавська серія,

новопетрівська світа) титано-цирконієвих пісків на Росинсько-Тікицькому (розсипи Зелений Яр і Тарасівка) і Середньопридніпровському (розсип Самоткань) мегаблоках; 3) верхньонеогенових (міоцен-пліоценових, балтська світа) пісків і просторово та генетично пов'язаних з ними четвертинних теригенних відкладів на Дністровсько-Бузькому мегаблоці і південній частині Росинсько-Тікицького мегаблоку. Найбільш збагачені ендегенними діамантами нижньонеогенові титано-цирконієві піски. Вказані різновікові діамантопрояви є проміжними колекторами для діамантів у четвертинних відкладах щита та його схилів.

За даними інфрачервоної спектроскопії визначено, що відносно малоазотні діаманти з білокоровицьких протерозойських конгломератів і пісковиків є різнотемпературними за мантийного відпалювання кристалами з достатньо високим ступенем агрегації азотних центрів, що свідчить про їх тривале перебування у мантиї. Результати морфологічних, спектроскопічних та ізотопних досліджень білокоровицьких діамантів опосередковано вказують на їхні можливі мантийні асоціації – насамперед, еклогітову, менш вірогідну гарцбургітову і лерцолітову, оскільки ці діаманти за середнім вмістом домішок азоту більш тяжіють до еклогітової мантийної асоціації, ніж до перидотитової. Корінними породами для білокоровицьких діамантів найімовірніше є кімберліти чи лампроїти віком понад 1800 млн років.

Показано, що розсипні діаманти з неогенових пісків за багатьма своїми властивостями аномальні – в переважній більшості надзвичайно дрібні, поліедричні і різноманітні за морфологією – від октаедричних форм до ромбододекаедричних і домінування кубічних форм та поліхромні за забарвленням. Вони трапляються як в плосограних ростових формах, так і округлих формах розчинення (додокаедроїди, октаедроїди, кубоїди, тетрагексаедроїди), широко варіюючи за загальним вмістом структурного азоту – від майже безазотних до низько-високоазотних. Окрім широкої неоднорідності по концентрації структурного азоту, багато з вивчених діамантів мають низький ступінь агрегації азотних центрів, що свідчить про їх відносно нетривале перебування в мантиї. В залежності від вмісту домішок азоту в діамантах, ступеню агрегації азотних центрів і розрахованих можливих температур знаходження діамантів у мантиї виділяються по декілька груп діамантів для ряду вивчених розсипів. Це може бути ознакою як різних мантийних середовищ кристалізації цих діамантів, так і їхніх різних корінних джерел. За новими ізотопно-геохімічними даними розсипні діаманти з неогенових пісків характеризуються досить широким діапазоном і полімодальністю їхнього розподілу на шкалі ізотопного складу вуглецю, що може вказувати на ізотопну негомогенність діамантного вуглецю, полігенез самих діамантів і про різноманітність їхніх корінних джерел в Україні.

Установлено, що багаті на азот мікродіаманти з неогенового розсипу Самоткань мають більш легкий ізотопний склад вуглецю, що й може бути індикатором їх еклогітового середовища кристалізації. Водночас в деяких самотканських діамантах присутні вclusions мінералів перидотитової асоціації – олівін та ортопіроксен. За набором мінеральних і флюїдних

включень розсипні діаманти, зокрема Волинського та Середньопридніпровського мегаблоків щита, як і за іншими показниками, не відрізняються від традиційних літосферних діамантів із класичних діамантоносних провінцій світу (Якутської, Південно-Африканської тощо). До складу флюїдних включень в розсипних діамантах входять карбонати, силікати, оксиди, сульфідні, галогенідні; карбонатна складова включень переважає.

Досліджено, що зеленим мікродіамантам із неогенових (балтських) і четвертинних теригенних відкладів Побужжя–Придністров'я характерні високий вміст домішок одиночних атомів азоту, низький ступінь агрегації домішок азоту і вузький інтервал значень ізотопного складу вуглецю. Морфологічне розмаїття зелених мікродіамантів (особливо наявність серед них тетрагексаедроїдів і кубів) може свідчити про їх еклогітову мантіїну асоціацію.

В усіх відомих метеоритних кратерах України (Білилівка, Іллінці, Оболонь, Ротмістрівка, Бовтишка, Зелений Гай і Терни) виявлені імпактні діаманти. Їх генезис є надійно обґрунтованим, вони є ударно-метаморфічними апографітовими утвореннями – параморфозами. Найбільш вагомими аргументами природи такого імпактного діаманту є його апографітова морфологія, специфічна мікротопографія граней {0001} з новими скульптурами, характерна анатомія – полікристалічна і полісинтетична двійникова будова, багатофазовий склад (діамант, лонсдейліт, графіт), закономірні структурні взаємовідношення цих фаз, ізотопний склад вуглецю та його відповідність складу вуглецю графіту з вміщувальних кратер кристалічних порід, склад і вміст домішок та специфічні фізичні властивості.

Майбутні дослідження кристалів ендегенного діаманту з розсипів України повинні зосередитися на більш детальному вивченню їх домішок, ізотопно-геохімічних показників, мінеральних і флюїдних включень в кристалах та визначенню віку діамантів за їх мінеральними включеннями. Значний науковий інтерес становлять пошуки в імпактиках метеоритних кратерів України проявів нових фаз вуглецю та форм їх кристалізації, які могли виникати при таких потужних і миттєвих ударних подіях як падіння метеоритів.

Література

1. Вальтер А.А., Еременко Г.К., Квасниці В.Н., Полканов Ю.А. Ударно-метаморфогенные минералы углерода. Киев: Наук. думка, 1992. 172 с.
2. Квасниці В.Н. Мелкие алмазы. Киев: Наук. думка, 1985. 215 с.
3. Полканов Ю.А. Мелкие алмазы песчаных отложений: распространение, свойства, происхождение, значение. Симферополь: СПД Барановский А.Э., 2009. 228 с.
4. Юрк Ю.Ю., Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А., Еременко Г.К., Яловенко И.П. Алмазы песчаных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1973. 167 с.

УДК (553.411:548.31)+551.311.231](477.63)

**ТИПОМОРФНІ ОСОБЛИВОСТІ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА З
ГІДРОХЛОРИТОВОЇ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ РОДОВИЩА БАЛКА
ЗОЛОТА (ЗА СВЕРДЛОВИНОЮ № 514)**

Ковальчук М.С.¹, Сукач В.В.², Вишневський О.А.²

¹Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, kms1964@ukr.net;

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, svital@ukr.net; vyshnevskyy@igmof.gov.ua

**TYPMORPHIC FEATURES OF NATIVE GOLD FROM THE
HYDROCHLORITE WEATHERING CRUST OF BALKA ZOLOTA
DEPOSIT (DRILL HOLE 514)**

Kovalchuk M.S.¹, Sukach V.V.², Vyshnevskiy O.A.²

¹Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine, Kyiv, kms1964@ukr.net

²M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, svital@ukr.net; vyshnevskyy@igmof.gov.ua

The results of the study of native gold from the hydrochlorite weathering crust of ore-bearing rocks of the Balka Zolota deposit, which were opened by well 514, are presented. Typomorphic features of native gold were studied in the vertical section of the weathering crust in the depth range: 27-31 m; 39-43 m ; 51-55m; 59-63 m; 63-67 m.

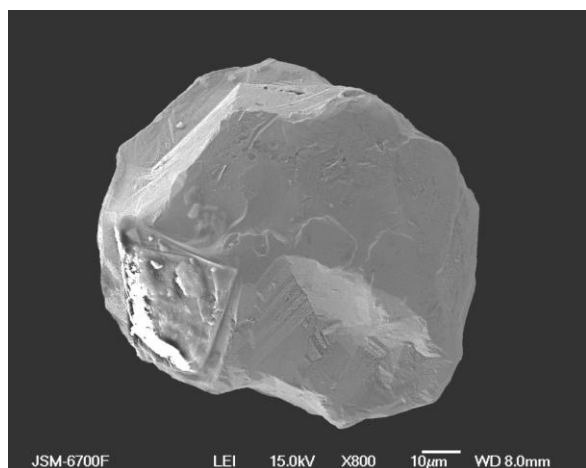
Мезоархейські стратифіковані петротипи конської серії та синхронні їм інтрузивні й субвулканічні утворення у межах Сурської зеленокам'яної структури (центральна частина Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області), які вміщують золоте зруденіння протягом мезозой-кайнозою зазнали інтенсивного площового та лінійного вивітрювання. У результаті процесів гіпергенезу частина рудних тіл родовища золота Балка Золота має своє продовження у корі вивітрювання, яка безпосередньо утворилася з рудоносних порід фундаменту [1].

Нами досліджено самородне золото в інтервалі глибин 20,0-67,0 метрів зі свердловини № 514, що була пробурена в межах родовища Балка Золота. Зерна самородного золота досліджувалися під бінокуляр та за допомогою методів електронно-мікроскопічних і мікрозондових досліджень (на електронному мікроскопі JSM-6700F, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300).

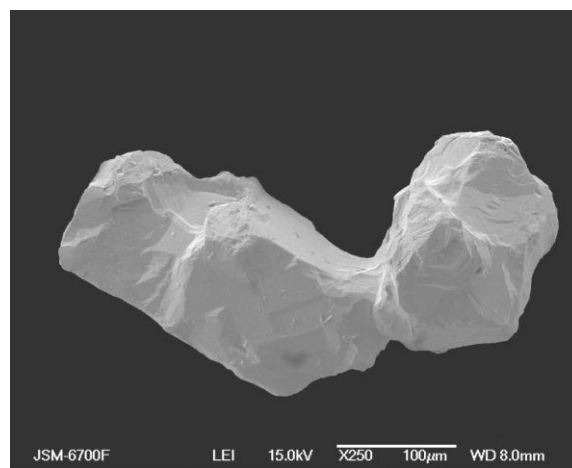
Свердловина К-514, що розкрила гідрохлоритову кору вивітрювання, містить золото у кількості 2,16-10,0 г/т [1]. Розмір зерен 0,1-0,5 мм (переважають зерна розміром 0,1-0,15 мм та менше).

Морфологія зерен золота з гідрохлоритової кори вивітрювання достатньо строката (див. рис.).

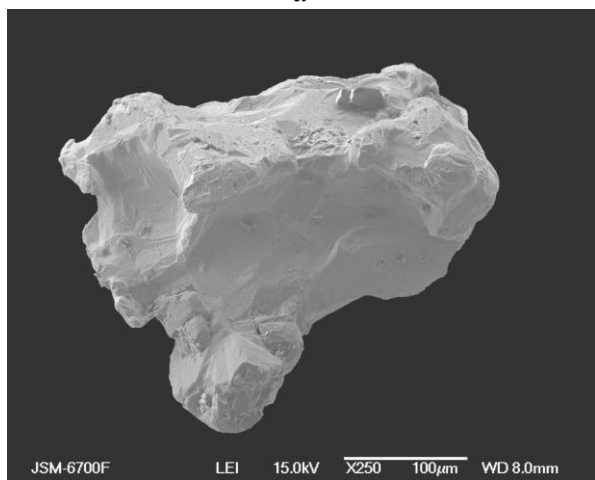
В інтервалі глибин 20,0-20,5 м зерна золота видовжено-пластинчастої, об'ємно грудкоподібної форми з короткими відростками. Поверхня зерен дрібно-ямчаста, шагренева.



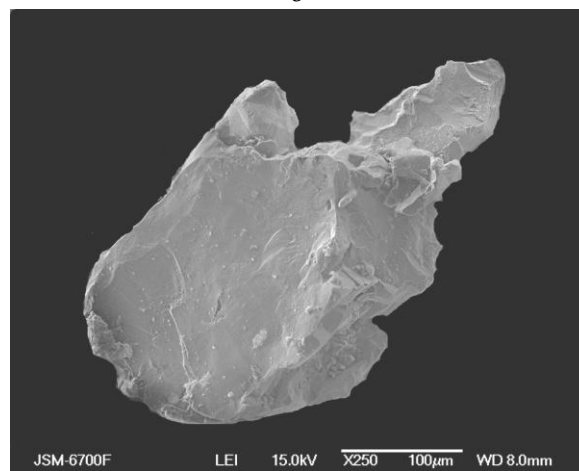
a



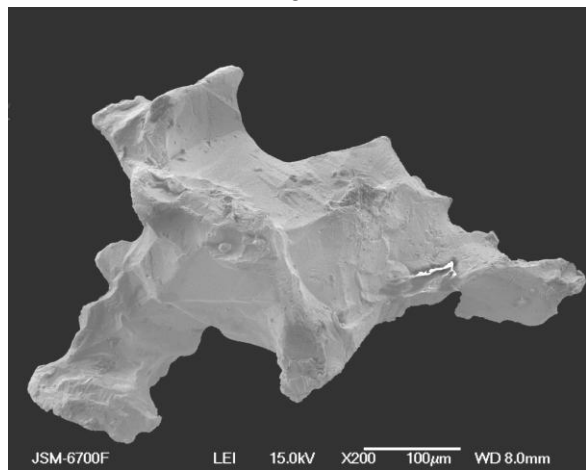
б



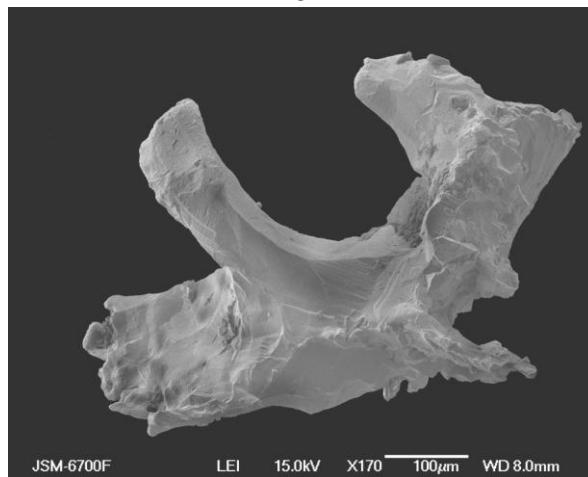
в



г



д



е

Рисунок – Морфологія зерен золота зі свердловини 514

a – спотворений кристал золота; *б*, – колінчастий зросток спотворених кристалів золота; *в* – грудкоподібне зерно золота; *г* – пластинчасто-видовжене зерно золота; *д*, *е* – ксеноморфні зерна золота з широким діапазоном форм

В інтервалі глибин 27,0-31,0 м наявні крупні зерна золота зі слідами кристалографічної огранки з чітко вираженими ребрами і гранями, а також присутнє золото неправильно-об'ємної форми з короткими відростками. Поверхня зерен шагренева з відбитками граней інших мінералів, подекуди гладка.

В інтервалі глибин 39,0-43,0 м зерна золота значно меншого розміру, аніж вище за розрізом, з чітко вираженою кристалографічною огранкою та з окремими відростками. Присутні спотворені кристали та їх зростки, зокрема колінчасті. Поверхня зерен шагренева, гладка, блискуча.

В інтервалі глибин 51,0-55,0 м зерна золота об'ємно-грудкоподібної з короткими відростками та об'ємно-видовженої форми. Поверхня шагренева та ямчасто-пагорбкова.

В інтервалі глибин 59,0-63,0 м зерна золота об'ємно-грудкоподібної форми зі згладженою поверхнею, з відбитками граней інших мінералів у центральній частині. Поверхня шагренева.

В інтервалі глибин 63,0-67,0 м золото трикутно-об'ємної форми, таблитчасто-лускувате з дрогоподібними відростками, товсто-пластинчасте, об'ємно-видовжене з шагреновою та ямчасто-пагорбковою поверхнею.

Забарвлення зерен золота золотисто-жовте, іноді буро-жовте, жовто-буре. З'ясовано, що вниз за розрізом забарвлення золота змінюється від золотисто жовтого до жовто-бурого, що вказує на очищення самородного золота вверх за розрізом (від менш вивітрених зон до більш вивітрених).

Досліджене золото середньопробне (898) та високопробне (932). Серед елементів-домішок переважає срібло (4,94-8,72 %), мідь (0,80-1,44 %), цинк (0,32-0,73 %). Раніше, Н. Гаєвою зі співавторами, було встановлено лише високопробне золото (928-949), у якому вміст срібла становив 4,9-6,59 %, а міді 0,04-0,21 % [1].

Цілком ймовірно, що верхня каолінітова зона кори вивітрювання була розмита, і золото в результаті розмиву елювіальної товщі було переміщене на більш високі стратиграфічні рівні (ймовірно в середньоеоценові алювіальні утворення).

Література

1. Гаєва, Н.П. та ін. Особливості речовинного складу самородного золота та золотовміщуючих руд зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я; Звіт про НДР: Новомосковськ, 2006.

**РЕГІОНАЛЬНА МІНЕРАЛОГІЯ В УКРАЇНІ:
ІСТОРІЯ, СУЧАСНІСТЬ, ЗАВДАННЯ НА МАЙБУТНЄ**

Кульчецька Г.О., Черниш Д.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, м. Київ, Україна, kulchechanna@gmail.com

**REGIONAL MINERALOGY IN UKRAINE:
HISTORY, MODERNITY, FUTURE CHALLENGES**

Kulchytska H.O., Chernysh D.S.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, kulchechanna@gmail.com

The development of regional mineralogy in Ukraine from the time of its inception (1906) to the present is traced. The organizational role of famous Ukrainian mineralogists in the creation of encyclopedic editions on regional mineralogy is noted. The ways of further development are outlined. The most promising of them is the creation of online encyclopedias and reference books.

Історія. Початок регіонально-мінералогічних досліджень території України ми пов'язуємо з публікацією праці Якова Самойлова «Мінералогія жильных месторождений Нагольного Кряжа» (1906), хоча найдавнішою відомою нам працею є довідник «Mineraltopographie Österreichs» (V. Zepharovich, 1873) з описом деяких мінералів Закарпаття. Відомі також рекогносцирувальні праці П. Зем'ятченського (1886), В. Чирвінського (1907–1911), Л. Іванова (1910–1915) та ін. Взагалі, до 1917 р. література з мінералогії України налічувала лише дещо більше 60 назв [1].

Після встановлення Радянської влади на території колишньої Російської імперії геологічні і мінералогічні дослідження стали проводити цілеспрямовано. Молода країна потребувала корисних копалин. Поширенням і складом пегматитів в окремих регіонах займалися М. Безбородько (1927–1930), Б. Гаврусевич (1930, 1932), Ю. Юрк (1939), О. Бур'янова (1940, 1941), мінералогією поліметалевих руд Нагольного Кряжу – Є. Лазаренко (1936–1941), П. Білик (1938, 1940), Є. Віноградова (1941), залізних і манганових руд – П. Каніболоцький (1936, 1941), пошуками фосфоритів – Р. Виржиковський (1924–1927), В. Лучицький (1927), Р. Палій (1929). Мінералогічне зведення «О распространении минералов в породах Украины» (1935) зробив Л. Іванов. Всього за 30 років Радянської влади мінералогія України збагатилася понад чотирма сотнями наукових праць [1], півсотні з яких стосувалися або вивчення окремих рудопроявів, або поширення необхідного мінералу на території країни.

Найрізномібічніше було вивчено мінералогію Криму, хоча на той час ця територія не входила до складу України. Поштовх, заданий О. Ферсманом ще в імперський період (1905–1911), підхопили С. Попов (1910) та П. Двойченко [2]. Мінералогічне вивчення півострова прискорилося після заснування у 1918 р. Таврійського університету, ректором якого незабаром було обрано мінералога Володимира Вернадського. Підсумком вивчення стала об'ємиста монографія «Мінералогія Крима» Сергія Попова [3], у якій описано близько десятка нових

видів, знайдених на території півострова і яким присвоєна назва за місцезнаходженням, хоча не всі вони витримали перевірку подальшими дослідженнями. Монографія поклала початок створенню серії зведень з мінералогії великих геологічних регіонів України. Таким чином, початковий етап мінералогічного опису території України можна опосередковано пов'язати з іменем академіка В. Вернадського.

Наступний етап регіонально-мінералогічних досліджень тісно пов'язаний з академіком Євгеном Лазаренком. Розпочався він з північно-західної частини України. Першою побачила світ монографія «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» (1960), незабаром – «Мінералогія осадових утворень Прикарпаття» (1962) і «Мінералогія Закарпаття» (1963), ще через кілька років – «Мінералогія Поділля» (1969) і «Мінералогія и генезис камерных пегматитов Волыни» (1973) та низка зведень меншого масштабу. За 12 років мінералогія всієї західної частини України була систематизована. Нині можуть здаватися дещо примітивними описи мінералів у цих монографіях – з художніми замальовками, копіями рентгено- і дифрактограм, кривих втрати ваги. Але на той час це були піонерські методи дослідження мінералів, що давали змогу ідентифікувати мінеральні види. До того ж зібрані в монографіях описи морфології мінералів зберегли для нащадків те, що потім зруйнували час і люди.

Наступні монографії побачили світ після переїзду Євгена Лазаренка до Києва, де вчений цілеспрямовано домігся створення в Академії наук України відділу регіональної та генетичної мінералогії, що функціонує понині в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР). Монографічні зведення «Мінералогія Донецького басейна» (1975), «Мінералогія Криворозжського басейна» (1977) і «Мінералогія Приазов'я» (1981) були більш сучасними, підготовлені до друку за участі багатьох співавторів. Вершиною регіонального опису території України став довідник «Мінерали України», що містив короткий опис 600 мінеральних видів, авторами якого були майже два десятка мінералогів [4]. Доповненням до нього стала науково-популярна книга «Природные кристаллы Украины» (1990).

Підготовка регіональних зведень з мінералогії не була забаганкою академіка Є. Лазаренка, а вимогою часу. Це був період, образно названий «золотим віком» мінералогії [5], що збігся з розквітом геологічної галузі в Україні. Геологічне буріння досягло небачених масштабів, керновий матеріал не встигали опрацьовувати. Число публікацій з мінералогії стрімко зростало (рисунок). Здебільшого вони повідомляли про нову знахідку або містили однобоку характеристику мінералу – опис його хімічних чи фізичних властивостей, кристаломорфології, генезису. Повна інформація про мінерал губилася у потоці повідомлень. Ще складніше було отримати уявлення про мінералогічну значимість цілого регіону. Лише десята частка праць містила деякі узагальнення. Ідея підготовки монографічного зведення виникала тоді, коли число публікацій з мінералогії того чи іншого регіону досягало «критичної маси». Важливими були тематичні наради, що давали змогу оцінити рівень мінералогічного вивчення регіону. Значну роль у підготовці зведень зіграло

Українське мінералогічне товариство (УМТ), яке стало ініціатором багатьох нарад, випуску тематичних збірників, під його егідою побачили світ усі останні монографічні зведення з мінералогії. Ці монографії стали довідниками, що зібрали найважливішу інформацію про мінерали, їхні парагенезиси і позицію у геологічних структурах, а також бібліографію праць з мінералогії. І допоки більшість з них неоцифрована, регіональні мінералогії залишаються головним джерелом інформації про існування таких праць.

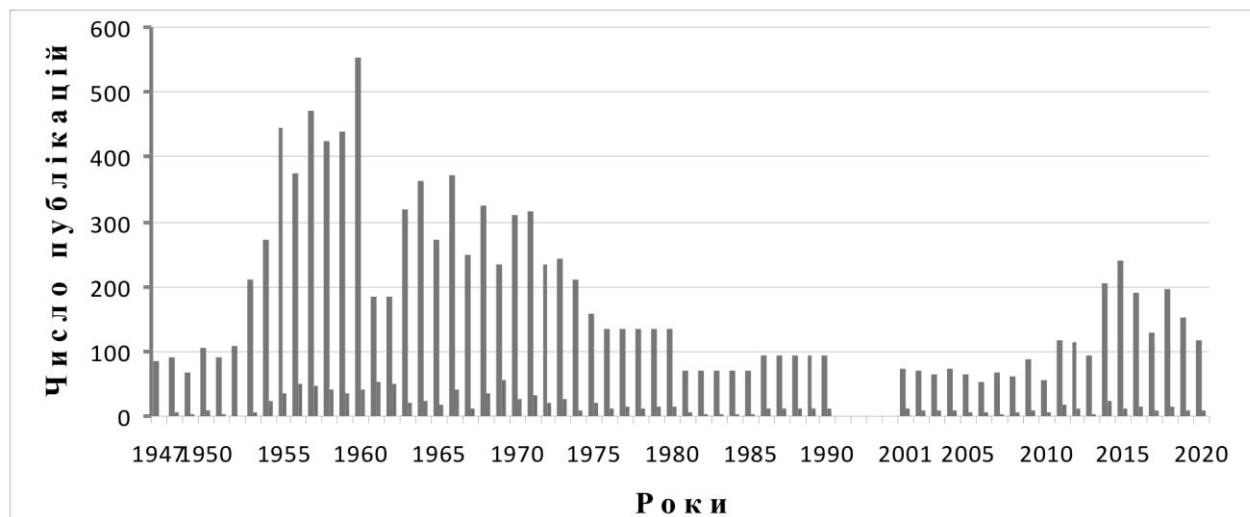


Рисунок – Число публікацій з мінералогії за різні роки з часткою публікацій з регіональної мінералогії.

Сучасність. У незалежній Україні, попри занепад геологічної галузі, різке скорочення бурових робіт, приватизацію гірничих виробок і недофінансування науки, регіонально-мінералогічне вивчення території продовжилось (рисунок). Естафету перейняли учні Євгена Лазаренка – професори Орест Матковський і Володимир Павлишин. Ще 1982 р. з ініціативи О. Матковського, як віцепрезидента УМТ, було організовано нараду «Проблеми регіональної мінералогії». Наступна нарада з такою назвою відбулася 1997 р., а ще через рік – нарада «Мінералогія і мінералогенія Карпатського регіону». Метою нарад, так само як низки публікацій (Матковський, 1983, 2001–2012), було реанімувати регіонально-мінералогічні дослідження, що врешті-решт закінчилося створенням п'ятитомної праці «Мінералогія Українських Карпат», робота над якою розтягнулася на чверть віку, з 1990 по 2014 рік. 1998 р., майже непоміченою, вийшла брошурка О. Матковського і В. Павлишина «Стан і перспективи розвитку регіонально-мінералогічних досліджень в Україні». У цій праці зроблено першу спробу мінералогічного районування території України. Дещо удосконалене, воно стало канвою для створення монографії-підручника «Основи мінералогії України» [6], що містить планомірний опис поширення, хімічних і фізичних властивостей, дані про генезис понад сотні мінеральних видів з дев'ятисот відомих на той час у надрах України.

Створення «Мінералогічної енциклопедії України» (МЕУ). Паралельно Володимир Павлишин, як тодішній президент УМТ, з 2001 р. розгорнув роботу з утілення в життя великого задуму Є. Лазаренка – створення МЕУ. Багато факторів сприяли виконанню заявленої мети: значний обсяг опублікованого

матеріалу, великий колектив досвідчених мінералогів, здебільшого членів УМТ, які були здатні цей матеріал професійно опрацювати, і фінансова спонсорська допомога для публікації запланованого п'ятитомного видання. Підвела наша слов'янська неорганізованість і необов'язковість. Через відсутність статей про окремі мінерали, вихід першого тому сильно затягнувся в часі. Великою втратою став передчасний відхід Олега Зінченка – головного упорядника МЕУ. Врешті-решт лише пару років тому світ побачила книга «100 мінералів України» [7], назва якої сама говорить про обсяг охопленого матеріалу.

З 2013 р. центр регіонально-мінералогічних досліджень перемістився в ІГМР НАН України. Куратором створення МЕУ став академік НАН України Олександр Пономаренко, підготовку покладено на співробітників відділу регіональної та генетичної мінералогії, зокрема на авторів цієї публікації. Робота над МЕУ висвітлила низку проблем, що виникли за час перерви (Кульчицька та ін., 2016). Першим повстало завдання упорядкувати назви мінералів, відомих у надрах України, відповідно до міжнародної номенклатури (Пономаренко та ін., 2015), розробити правила правопису назв мінералів українською (Кульчицька та ін., 2017) і створити Словник українських назв мінеральних видів, що незабаром було зроблено (Записки УМТ, 2019). Робота над МЕУ висвітлила ще одну проблему: підготовка друкованих енциклопедичних видань не встигає за розвитком науки, перевагу мають мережеві енциклопедії (Пономаренко та ін., 2017–2020). Тому за спонсорської допомоги створено вебсайт МЕУ, на якому вже виставлено вищезгаданий Словник. Тепер черга за наповненням сторінок інформацією про знахідки окремих мінералів та їхні характеристики.

Завдання на майбутнє. Існують різні плани залежно від подальшого економічного розвитку держави. Оптимістичний план передбачає фінансування науки, укомплектування наукових установ сучасними аналітичними приладами і приплив молодих кадрів. Нині світова мінералогія заглибилася у нанорівень і без чутливих зондів, мікроскопів з великою роздільною здатністю, змогою разом зі складом визначати структуру мікрокристалів мінералів досягти міжнародного рівня нам не вийде. Жоден новий мінерал не буде затверджений, якщо не буде виконано дослідження його складу і структури сертифікованими приладами. Досліджувати є що, десятки недіагностованих мінеральних фаз чекають свого часу. Навіть без додаткового буріння, нині знайдеться достатньо геологічного матеріалу, щоб поповнити базу даних мінералів України, можливо і світу, новими мінералами.

Література

1. Лазаренко Е.К. Развитие минералогии в Украинской ССР за 30 лет Советской власти // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1948. № 2. С. 5–24.
2. Двойченко П.А. Минералы Крыма // Зап. Крымского о-ва естествоисп. и любителей природы, 1914. Т. XIV. 208 с.
3. Попов С.П. Минералогия Крыма. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 352 с.
4. Минералы Украины: краткий справочник / Щербак Н.П., Павлишин В.И., Литвин А.Л. и др.; Отв. ред. Щербак Н.П. Киев: Наук. думка, 1990. 408 с.

5. *Матковський О.І.* Золотий вік в історії мінералогії України // Записки Укр. мінерал. тов-ва, 2017. Т. 14. С. 5–31.
6. *Матковський О.І., Павлишин В.І., Сливко Є.М.* Основи мінералогії України: підручник. Львів: Видавн. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 856 с.
7. *Довгий С., Павлишин В., Квасниця І.* 100 мінералів України. Київ: ІОД, 2018. 286 с.

УДК 549(091)(477)

СТАН ГЕНЕТИЧНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ

Кульчецька Г.О., Черниш Д.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, м. Київ, Україна, kulchechanna@gmail.com

GENETIC MINERALOGY IN UKRAINE

Kulchytska H.O., Chernysh D.S.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, kulchechanna@gmail.com

The most widespread of all the methods of genetic mineralogy are the methods of microfluidology (thermobarogeochemistry). The maximum flowering of this science occurred in the second half of the last century. The origin of thermobarogeochemistry took place in Ukraine. But now, due to the lack of devices and lack of consumables, its state in the country leaves much to be desired.

Полічити число публікацій з генетичної мінералогії проблематично, оскільки завдання будь-якого мінералогічного дослідження завершується визначенням генезису мінералу. Три постійних запитання дослідника: що за мінерал, як утворився і чому саме тут? Отже, практично всі публікації, навіть з експериментальної мінералогії, мають генетичну складову. За найскромнішими підрахунками перелік літературних джерел з мінералогії України налічує понад 12 тисяч наукових праць. Він далеко не повний. З ініціативи Євгена Лазаренка і за його участі Львівське геологічне товариство з 1947 р. здійснювало щорічний збір даних про джерела з мінералогії, які публікувало на сторінках «Мінералогічного збірника». З 1976 р. ця ініціатива перейшла до Українського мінералогічного товариства (УМТ), яке підготувало спеціальний бібліографічний показник за 1976–1980 рр., а пізніше розпочало публікацію п'ятирічних зведень з бібліографії (з 2001 р.) на сторінках часопису «Записки УМТ». На жаль, для 1980–1990 рр. – найбільш продуктивного періоду в історії мінералогічних досліджень надр України, існують лише орієнтовні підрахунки. Також неохопленим залишився наступний десятирічний період (1991–2000 рр.), що характеризувався різким спадом наукових досліджень взагалі.

Генетична мінералогія, як її розумів Володимир Вернадський – засновник цієї науки, – це широка історія мінералу. Дані про його генезис – такий самий необхідний атрибут як хімічний склад і структурні особливості. «Основы генетической минералогии» Є. Лазаренка (1963) були логічним продовженням

його «Курсу мінералогії» (1958–1961), а останньою прижиттєвою працею стала монографія «Опыт генетической классификации минералов» (1979). Зазвичай мінералоги ставлять вужче завдання – з'ясувати фізико-хімічні умови (*РТХ*-параметри), за яких кристалізувався мінерал.

Методи визначення умов кристалізації мінералів. Існують прямі і непрямі методи визначення *РТХ*-параметрів кристалізації мінералів. Прямі передбачають безпосередні заміри показників під час їхньої кристалізації. Праць із сучасного мінералоутворення порівняно небагато. До об'єктів, де нині в Україні відбувається мінералоутворення, належать грязьові вулкани Керченського півострова (Нестеровський, Деяк, 2015), Сакські озера в Криму і лимани на Одещині (Черкез та ін., 2017), законсервовані штольні Мужіївського родовища на Закарпатті, кар'єри калійних рудників на Прикарпатті (Павлишин, Дяків та ін., 2012; Білоніжка, 2014), терикони Донбасу (Панов та ін., 2000), приповерхневі суглинки в аридній смузі степу тощо. Зазначимо, що згідно із сучасним визначенням, продукти горіння териконів, як наслідки техногенезу, до мінералів не належать.

Переважає більшість мінералів утворилася поза спостережливим людським оком. Для виявлення їхнього генезису застосовують непрямі методи – за парагенезисами, зміною габітусу кристалів, варіаціями структури, спектроскопічними особливостями, ізотопно-геохімічними даними тощо, що дають лише відносні параметри мінералоутворення. Дайджестом застосування цих методів можна вважати підручник «Генезис мінералів» [1]. Для отримання конкретніших значень температури і тиску популярності набув метод геологічної або, як його нині частіше називають, мінералогічної термобарометрії, що базується на залежності констант мінеральної рівноваги від температури і тиску. Після докторської праці В. Курепіна (1995) значних просувань у цьому напрямі в Україні не відбулося.

Термобарогеохімія. Найбільшого розвитку досягли методи визначення параметрів мінералоутворення за флюїдними включеннями у мінералах, що отримали також назву флюїдометрії, а сама наука — вчення про включення у мінералах або більш поширене – термобарогеохімія (ТБГХ). Формально методи ТБГХ належать до непрямих, та сукупність даних, що їх отримують для реконструкції умов мінералоутворення і вважають найбільш об'єктивними, наближує їх до прямих. Методи ТБГХ базуються на вивченні флюїдів, апріорі герметично законсервованих у мінералі у вигляді включень, і використанні зміни їхнього агрегатного стану зі зміною температури. Хімічний склад флюїдів надає також інформацію про особливості середовища мінералоутворення. Зазвичай об'єктами мінералогічної термометрії і флюїдометрії стають різні мінерали, але у деяких випадках була змога дослідити той самий мінерал двома методами [2]. На перший погляд, отримані температурні розбіжності ставлять під сумнів обидва методи. Проте потрібно враховувати, що первинні флюїдні включення відображають початкові умови кристалізації мінералу, а дані мінералогічного термометра – температуру досягнення рівноваги у мінералі.

Україна може пишатися тим, що стала центром зародження нової науки у середині минулого сторіччя. Саме у Львівському університеті було створено першу спеціалізовану термобарогеохімічну лабораторію [3], звідси розпочалася стрімка хода молодой науки по Україні, поширилася в СРСР і вийшла за його межі [4]. Свого апогею наука досягла в 1985 р., коли у м. Львові відбулася VII Всесоюзна нарада з ТБГХ, що зібрала понад 300 дослідників включень. В Україні існувало близько десятка лабораторій, в яких вивчали включення. Одна з найкраще укомплектованих приладами – у відділі регіональної та генетичної мінералогії в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (ІГМР), заснована ще академіком Є. Лазаренком. Учений переслідував мету охопити всі можливі напрями генетичних досліджень, але в першу чергу – за флюїдними включеннями, поставивши завдання дослідити включення у мінералах різного генезису – від осадового до магматичного.

Нині, за іронією долі, Україна опинилася в ар'єргарді. Причина банальна – відсутність аналітичних приладів на тлі кадрового голоду. У період розквіту ТБГХ численними експериментаторами розроблено понад два десятка деструктивних і недеструктивних методів дослідження включень [5], що потребували відповідних приладів і витратних матеріалів, зокрема сорбентів, інертних газів і охолоджувальних агентів. Радянська промисловість не випускала таких приладів, вони були саморобними, отже енерго- і матеріалозатратними. Нині існують деякі економні аналоги необхідних приладів, зокрема спеціальні камери випускає фірма *Linkam Scientific Instruments*, та ціна для наукових установ непідйомна. Ті саморобні установки, що залишились (серед них є такі, що не мають світових аналогів), не використовуються, оскільки потребують подорожчалих витратних матеріалів. Прикладом такого обладнання є піролізна газохроматографічна установка в ІГМР конструкції Д. Возняка [6].

Та попри все, більш-менш оснащені центри дослідження включень збереглися в незалежній Україні. Окрім лабораторії в ІГМР, продовжують функціонувати дві лабораторії в Інституті геології і геохімії горючих копалин НАН України і одна у Львівському університеті, працівники яких за інерцією продовжили розпочаті дослідження на саморобному обладнанні і навіть захистили докторські дисертації (І. Попівняк (2002), Д. Возняк (2003), М. Павлунь (2003), І. Наумко (2007), П. Баранов (2007), К. Деревська (2008), Г. Кульчицька (2009)) та понад два десятка кандидатських. За цей час світ побачили кілька монографій, в яких результатами дослідження включень належить провідна роль («Флюїдний режим мінералоутворення в літосфері...» (1994), «Термобарогеохимия золота» (1995), «Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України» (2004), та тематичні розділи у низці інших праць. Знаковою серед них є монографія «Мікровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення» [6], яка ілюструє безмежні можливості методів ТБГХ, особливо у поєднанні з іншими методами генетичної мінералогії.

Література

1. Павлишин В.І., Матковський О.І., Довгий С.О. Генезис мінералів: підручник. Київ: Київ. ун-т, 2003; 2007. 672 с.
2. Voznyak D.K., Levashova E.V., Skublov S.G. *et al.* Formation mechanism of the Velyka Vyska syenite massif (Korsun-Novomyrhorod pluton, Ukrainian Shield) derived from melt inclusions in zircon // Мінерал. журн., 2021. Т. 43, № 1. С. 3–15. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.01.003>
3. Матковський О., Наумко І., Павлунь М. Етапи та періоди розвитку термобарогеохімічних досліджень в Україні // Мінерал. зб., 2018. № 68, вип. 1. С. 129–134.
4. Кульчицька Г., Возняк Д., Черниш Д. Феномен успіху термобарогеохімії Миколи Єрмакова (до 100-річчя від дня народження) // Мінерал. зб., 2014. № 64, вип. 2. С. 214–226.
5. Возняк Д.К. Розвиток в Україні вчення про флюїдні включення в мінералах // Записки Укр. мінерал. тов-а, 2005. Т. 2. С. 34–43.
6. Возняк Д.К. Мікрровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. Київ: Наук. думка, 2007. 279 с.

УДК 549.1

МЕТАМІКТНІ МІНЕРАЛИ ЯК ПОТЕНЦІЙНЕ ДЖЕРЕЛО РІДКІСНОМЕТАЛЕВОЇ СИРОВИНИ

Луньова І.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Herasimets@i.ua

METAMICT MINERALS AS A POTENTIAL SOURCE OF RARE METALS

Lunova I.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, Herasimets@i.ua

Based on the collected literature data the author has systematized information about the most known finds of metamict minerals in intrusive complexes of the Ukrainian Shield. Metamict minerals are a source of rare metals therefore their distribution and genesis are practical interest. Most of metamict minerals are accessory or rare, only almandine and grossular can form significant accumulations. Extraction of such minerals will be rational from the complex ores. Probably, a significant part of the metamict minerals that found on territory of the Ukrainian Shield have not been correctly diagnosed. More detailed research of metamict minerals using modern analytical methods is an important task for Ukrainian scientists.

Останнім часом у світі особлива увага приділяється рідкісноземельним елементам (REE), які визначають зараз головні напрями високотехнологічного виробництва. Переважна частка світових родовищ REE мають ендегенне походження. В групі ендегенних родовищ виділяються такі типи [1]: а) *магматичні*, генетично пов'язані з ультраосновними лужними інтрузивними комплексами; б) *пегматитові*, пов'язані з гранітами, лужними гранітоїдами, сієнітами; в) *пневматолітово-гідротермальні* — з комплексами нефелінових сієнітів, лужних сієнітів та гранітів; г) *гідротермальні*, генетично пов'язані з гранітами, сублужними гранітами та лужними сієнітами.

Більшість світових родовищ належить до комплексних рідкіснометалевих і дуже мало — до власне рідкісноземельних. Самостійне значення, за винятком дрібних розроблюваних об'єктів у КНР, мають лише три *REE* родовища: Баян-Обо (КНР), Маунтін-Пасс (США), Кутессай (Киргизстан) [1]. З них два перших, істотно церієвоземельні, представлені карбонатитами, генетично пов'язаними з лужними сієнітами, а третє — істотно ітрієвоземельне — з метасоматитами у зв'язку з лужними гранітами. Усі інші відомі типи родовищ є комплексними, в яких *REE* являють собою супутній компонент і, як правило, суто другорядний.

Український щит (УЩ) — унікальна рідкіснометалева провінція, в межах якої виявлено різноманітні за хімічним і мінеральним складом, походженням, віком та масштабами зруденіння родовища й рудопрояви рідкісних металів — Li, Be, Sc, *REE*+Y, Ge, Ta, Nb. На його території відомі родовища як традиційного типу, пов'язані з карбонатитами (Новополтавське) і маріуполітами (Октябрське), так і нетрадиційного: багаті Zr та *REE*-Zr руди безнефелінових сієнітів (Азовське і Яструбецьке).

Водночас територія УЩ є перспективним регіоном для пошуку нових видів і розширення запасів традиційної рідкіснометалевої сировини. Можливо, в майбутньому будуть знайдені родовища, в яких концентраторами *REE* виявляться маловідомі або рідкісні мінерали. Таким потенційним джерелом *REE* можуть бути мінерали, представлені метаміктними та напівметаміктними різновидами.

Відомо, що *REE* елементи входять до складу понад 250 мінералів [2]. В основному це силікати, флуоркарбонати, оксиди та фосфати. Однак власних мінеральних видів, де сума оксидів *REE* більша 5-10 %, трохи більше 50.

Загалом в ендегенних утвореннях УЩ виявлено близько двох десятків мінеральних видів *REE* та ітрію, що є надзвичайно мало у порівнянні з загальним світовим реєстром (понад 150). Причин такої мінеральної "убогості" декілька. Головна — відсутність на УЩ геологічних формацій, з якими пов'язані прояви рідкісноземельної мінералізації. Друга — низький рівень аналітичної бази в Україні. Мінерали *REE* найчастіше є акцесорними (або рідкісними), дрібного розміру, дуже часто гетерогенні і метаміктні.

У літературних джерелах можна знайти чимало повідомлень про знахідки метаміктних мінералів у кристалічних породах УЩ. Зокрема у салтичанських гранітах поширений аланіт, у Чернігівському масиві — фергусоніт і гатчетоліт. Бекеліт (аморфний бритоіліт) — характерний мінерал маріуполітів Октябрського масиву. Повідомлялося про знахідки метаміктного чевкініту у гранітоїдах і граносієнітах Східного Приазов'я, в кіровоградських гранітах та гранітах-рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Метаміктні відміни циркону — циртоліт і малакон поширені у гранітах і пегматитах Приазов'я. Є згадка про малакон у жилах сієнітів серед Пенізевицької інтрузії. Збагачений на воду мінерал Zr, описаний під назвою циртоліту, належить до типоморфних мінералів кислих порід Суцано-Пержанської зони [3].

Перелік найбільш відомих знахідок метаміктних мінералів в інтрузивних утвореннях УЩ наведено в таблиці.

Таблиця – Найвідоміші знахідки метаміктних мінералів в інтрузивних утвореннях Українського щита

Мінеральний вид	Утворення	Місце знаходження	Джерело
Оксиди			
Гатчетоліт	карбонатити	Чернігівський масив	[4, 5]
Евксеніт Ешиніт	рідкіснометалеві пегматити, карбонатити	рідкіснометалевий прояв Балка Круга, Чернігівський масив	[4, 6, 7]
Фергусоніт	лужні сієніти, карбонатити	Яструбецький, Південно- Кальчицький та Чернігівський масиви	[4, 6, 8]
Силікати			
Аланіт	граніти, пегматити, ЛПШ сієніти	Салтичанський масив, Азовський, Яструбецький та Великовисківський масиви, Анадольська жила	[3, 4, 6, 8, 9, 10-12]
Бритоліт	ЛПШ сієніти, нефелінові пегматити, маріуполіти	Азовський, Яструбецький, Великовисківський та Октябрський масиви, Анадольська жила	[3, 4, 6, 7, 10, 13]
Малакон	граніти, пегматити, жили сієнітів	Приазовський мегаблок УЩ, Суцано-Пержанська рудна зона Пенизевицький рудопрояв	[14, 15]
Циртоліт	граніти, пегматити	Приазовський мегаблок УЩ, Суцано-Пержанська рудна зона	[15]
Чевкініт	феніти карбонатитів ортоклаз-фаяліт- геденбергітові сієніти	Чернігівський масив, Великовисківський масив	[3, 4, 6, 8]

Аналізуючи таблицю, можна зробити висновок про те, що переважна більшість метаміктних мінералів в інтрузивних утвореннях УЩ є акцесорними або рідкісними, фактично лише аланіт і бритоліт можуть утворювати значні скупчення. Очевидно, що вилучати такі мінерали буде раціонально у випадку комплексних руд, наприклад, бритоліт і циркон з октябрських сієнітів, чевкініт, бритоліт, аланіт і циркон з великовисківських тощо.

Цілком імовірно, що значна частка встановлених на УЩ метаміктних мінералів діагностована не зовсім коректно. Причиною цього так само залишається низький рівень аналітичної бази. Можливо саме через це в Україні протягом останніх десятиріч не знайдено нових рідкісноземельних мінералів. Тим не менш, вивчення й розширення мінерально-сировинної бази рідкісних металів — актуальне завдання вчених, практиків і політиків України.

Література

1. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1: Металічні корисні копалини / Ред. М.П. Щербак, О.Б. Бобров. К.–Львів: Центр Європи, 2006. 783 с.
2. Dostal J. Rare Earth Element Deposits of Alkaline Igneous Rocks // Resources, 2017. 6 (3), 34. P. 1—12. <https://doi.org/10.3390/resources6030034>

3. Герасимець І.М., Кульчицька Г.О., Бельський В.М. Метаміктні мінерали з лужнопольовошпатових сієнітів Українського щита // Мінерал. журн. 2019. Т. 41, № 1. С. 35—48. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.01.035>
4. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. К.: Наук. думка, 1990. 407 с.
5. Нечелюстов Г.Н., Пожарицкая Л.К. Эволюция состава пироклора в одном из карбонатитовых комплексов Восточно-Европейской платформы // Минерал. журн. 1986. Т. 8, № 5. С. 38—48.
6. Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Приазовья. К.: Наук. думка, 1981. 432 с.
7. Литовченко Е.И. Гранитные пегматиты Западного Приазовья. К.: Наук. думка, 1976. 130 с.
8. Минералы Украины: Крат. справ. / Н.П. Щербак, В.И. Павлишин, А.Л. Литвин и др.; Отв. ред. Н.П. Щербак. К.: Наук. думка, 1990. 408 с.
9. Марченко Е.Я. Ортитовые метасоматиты — новый тип редкоземельного оруденения // Минер. журн. 1994. Т. 16, № 5-6. С. 84—89
10. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минерал. журн. 2000. Т. 22, № 1. С. 42—62
11. Редкие элементы Украинского щита / Ред. И.П. Щербань. К.: Наук. думка, 1986. 256 с.
12. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.
13. Мельников В.С., Гречановська О.С., Груба В.В. та ін. Гетерогенність бритоїтиту Азовського родовища (Східне Приазов'я) // Мінерал. журн. 2007. Т. 29, № 3. С. 14—24
14. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Митрохин О.В., Соболев В.Б., Вишневський О.А., Гречановська О.Є. Рідкіснометалева мінералізація і генезис жильних лужних сієнітів Пенізевицького рудопрояву (Коростенський анортозит-рапаківігранітний плутон) // Мінерал. журн. 2014. Т. 36, № 1. С. 12—25.
15. Акцессорные минералы Украинского щита / Ред. Б.Ф. Мицкевич, Н.П. Щербак. К.: Наук. думка, 1976. 260 с.

УДК 535.37:549.651.11: 553.2

ГЕНЕТИЧНА ПРИРОДА ЦЕНТРІВ РЕНТГЕНОЛЮМІНЕСЦЕНЦІЇ В БЛАКИТНОМУ ТА ЗЕЛЕНОМУ АМАЗОНІТІ

Лушашко Т.М., Тарашчан А.М., Ільченко К.О., Гречановська О.Є.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, lupashkot@ukr.net

GENETIC NATURE OF X-RAY LUMINESCENCE CENTERS IN LIGHT-BLUE AND GREEN AMAZONITE

Lupashko T.M., Tarashchan A.N., Ilchenko K.O., Grechanovska O.E.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, lupashkot@ukr.net

Red/Ox and fO_2 parameters of the mineral-forming environment of rare-metal rocks of alkaline-granite and subalkaline-leukogranite formations are the main factors of the genetic nature of the X-ray luminescence centers in green and light-blue amazonite. Their different values determine the composition and concentration variability of X-ray luminescence centers Pb^{2+} , Pb^{+} , Fe^{3+}_{IV} and O_{Al}^{-}

in the multicolored amazonite structure, the degree of the crystal lattice defect (the number of oxygen vacancies) and the form of hydrogen-oxygen groups (OH groups, structural water and water of inclusions).

Триклінна модифікація калієвого польового шпату – максимальний мікроклін – є головним породоутворювальним мінералом практично усіх парагенезисів субсольвусних двопольовошпатових масивів рідкіснометалевих порід, генетично пов'язаних з лужним магматизмом. Дослідження природи центрів рентгенолюмінесценції (РЛ) домішкових – Pb^{2+} (смуга з $\lambda_{max} = 285$ нм), Pb^{+} (смуга з $\lambda_{max} = 865$ нм) і Fe^{3+}_{IV} (смуга з $\lambda_{max} = 700$ нм) та власних – O_{Al}^{-} (смуга з $\lambda_{max} = 470$ нм) дефектів структури мікрокліну і залежності інтенсивності відповідних смуг випромінювання в спектрах РЛ від їхньої концентрації переконливо свідчать, що склад і концентрація центрів РЛ являються індикаторами геохімічної специфіки умов утворення цього мінералу.

На завершальних (кислотних) стадіях формування рідкіснометалевих масивів мікроклін досить часто змінює своє біло-рожеве забарвлення на зелене, чи блакитне, притаманне його різновиду – амазоніту (Am). За цих умов усі різнобарвні мікрокліни збагачуються ізоморфною домішкою Rb, Cs. Tl і, зокрема, Pb (> 100 ppm), а за концентрацією центрів різновалентних іонів Pb^{2+} і Pb^{+} – характерною ознакою Am [1], часто близькі між собою. Це спонукало авторів до детального аналізу отриманих раніше параметрів РЛ мікрокліну у складі єдиних генетичних серій порід цілого ряду рідкіснометалевих родовищ з амазонітом (Пержанського, Україна; Зашихінського, Орловського, Росія) і без нього (Катугінського і Улуг-Танзекського, Росія), наразі добре вивчених геологами, та проведення експериментального дослідження різнобарвних кристалів цього самоцвіту: зеленого – з Пержанського (Україна), Гора Парусная і Плоскогорское (Росія) родовищ та блакитно-зеленого – Амелія, (США) і блакитного – Орловського (Росія). В зелених різновидах вміст плумбуму складає $2000 \div 10000$ ppm, в блакитно-зеленому – 450 ppm і блакитному – 200 ppm. Спектри РЛ вихідних зразків Am реєструвалися у спектральному діапазоні 220-1000 нм при 300 К і атмосферному тиску. Кінетика температурної стійкості центрів РЛ Am вивчалась при прожарюванні на повітрі (1173 К, 30 хв.) та в атмосфері гелію (923 К, 30 хв.). До вивчення Am долучені метод інфрачервоної (ІЧ) спектроскопії і рентгенівський аналіз.

За умов формування геохімічної зональності рідкіснометалевих масивів в магматичних флюїдах домінують дві рухомі форми переносу плумбуму: киснева і гідроксидна. Перша призводить до кристалохімічного розсіювання Pb в мінералах і низького вмісту в мікрокліні, а з другою пов'язана міграція водорозчинних гідроксидів $Pb(OH)_2$ та накопичення в Am.

Агпайтові породи Катугінського родовища [2, 3] утворилися за високих значень окисно-відновного потенціалу (Red/Ox) і фугітивності кисню (fO_2) «сухої» магматичної системи. Такі умови сприяють процесу віддачі електронів та окисненню феруму ($Fe^{2+} - e^{-} \rightarrow Fe^{3+}$) [4], його накопиченню в лужних піроксенах і амфіболах та, зокрема, концентрації центрів Fe^{3+}_{IV} в польових шпатах, за повної відсутності в структурі мікрокліну центрів Pb^{2+} і Pb^{+} , а в парагенезисах – амазоніту.

Закономірне збільшення вмісту плюмбуму спостерігається в мікрокліні з порід, сформованих за умов значного градієнту Red/Ox і fO_2 «вологої» петрогенетичної системи. Еволюція значень параметрів Red/Ox і fO_2 мінералоутворювального середовища, залежно від формаційної приналежності материнського джерела, визначає різні зміни в кислотно-лужних властивостях флюїдів, ступінь диференціації магматичних розплавів та формування Am, різного за кольором та вмістом плюмбуму. Зміни у значеннях цих параметрів відображують не лише ступінь відновлення феруму ($Fe^{3+} + e^- \rightarrow Fe^{2+}$), а й відіграють важливу роль в обмеженні входження ізоморфної домішки плюмбуму ($2Pb^{2+} + O_2^- + 2H_2O = 2Pb(OH)_2$) в його кристалічну ґратку та у створенні в ній вакансій кисню. Наприклад, для Пержанського родовища [2, 3] лужногранітоїдної формації у напрямку від пержанських гранітів з егірином, рибекітом, анітом до грейзенізованих гранітів з блакитним кварцем та від біотит-, альбіт-, кварц-мікроклін-пертитових метасоматитів до мусковіт-сидерофілітових метасоматитів з зеленим Am вміст плюмбуму в мікрокліні зростає від $10 \div 50$ ppm до $100 \div 2000$ ppm. В спектрах РЛ зеленого Am присутні усі чотири «мікроклінові» смуги центрів Pb^{2+} , O_{Al}^- , Fe^{3+}_{IV} і Pb^+ і за інтенсивністю домінує смуга O_{Al}^- (470 нм). Аналогічна тенденція до збільшення вмісту плюмбуму від $0 \div 30$ ppm до $150 \div 200$ ppm в ряду безперервної диференціації – біотитові граніти $\rightarrow$ лейкограніти $\rightarrow$ літій-фтористі граніти з блакитним Am зберігається і для Орловського родовища [2, 3]. В спектрах РЛ блакитного Am фіксуються лише три смуги центрів – Pb^{2+} , O_{Al}^- і Pb^+ . Смуга Fe^{3+}_{IV} (700 нм) практично відсутня, а найбільш інтенсивною є смуга Pb^{2+} (285 нм). Значення співвідношення концентрації центрів Pb^{2+} / O_{Al}^- у зеленому Am Пержанського родовища на порядок менші, ніж у блакитному Орловського.

Найбільш важливим в утворенні зеленого чи блакитного Am цих родовищ є відмінні значення параметрів Red/Ox і fO_2 мінералоутворювального середовища, які визначають різну концентрацію домішки плюмбуму в структурі кристалів, механізми компенсації надлишкових зарядів іонів- Pb^{2+} , ступінь дефектності кристалічної ґратки (кількість вакансій іонів оксигену) та форму гідроген-оксидних угруповань OH_n (ОН-груп, структурної і вакуольної води). З активним входженням плюмбуму ($2000 \div 10000$ ppm) в катіонні позиції структури зеленого Am пов'язано формування кластерів з двох іонів Pb^{2+} (в сусідніх позиціях іонів K^+) та захоплення електрону одним із них з утворенням димерних центрів ЕПР $[Pb-Pb]^{3+}$ [5]. Одночасне заміщення іонів Si^{4+} в іонами Al^{3+} T_1 і T_2 -тетраедрах призводить до утворення високої концентрації центрів РЛ O_{Al}^- та деформації аніонного каркасу з формуванням неупорядкованих доменів та зниженням ступеню триклінності максимального мікроклін-амазоніту. Значна концентрація центрів Fe^{3+}_{IV} в зеленому Am вказує на насиченість флюїдів киснем, що обмежує кількість його вакансій і можливість переміщення електронів в структурі кристалів. Низька концентрація центрів Pb^+ (865 нм), яка інколи фіксується лише на рівні слідів (родовище Гора Парусная) це підтверджує. Значно менший (в 5–50 разів) вміст домішки плюмбуму у блакитному Am ставить під сумнів вірогідність «парного» входження іонів Pb^{2+} в його катіонну підрешітку та формування

дефектів типу $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$. З огляду на те, що в блакитному Ам центри $\text{Fe}^{3+}_{\text{IV}}$ не зафіксовані, а сумарний вміст феруму ~ 800 ppm, можливо припустити його входження в структуру в формі іонів Fe^{2+} в позиції іонів K^{+} .

Процес знебарвлення Ам за однакових умов прожарювання на повітрі і в атмосфері гелію супроводжується зменшенням (практично вдвічі) концентрації центрів О-АІ в зелених різновидах і збереженням її в блакитних. Різна термічна стійкість центрів О-АІ, як і дефектів ОНп (за даними ІЧ-спектрів), в структурі кристалів Ам, відмінних за кольором, зумовлена їхньою генетичною природою і пов'язується з високою активністю водовмісного флюїду, зокрема, з його різним ступенем окиснення-відновлення ($2\text{H}_2\text{O} + 2\text{e}^- \rightarrow \text{H}_2 + 2\text{OH}$). Стабілізація центрів О-АІ в зеленому Ам відбувається за рахунок локалізації протонів (H^{+}) на дефектному містковому іоні О- дефектів $\text{Al}^{3+} - \text{O} - \text{Al}^{3+}$, а в блакитному – шляхом захоплення ОН- -групою вакансії О- [6].

Література

1. *Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н., Марин Ю.Б. и др* Амазонит. М.: Недра, 1989. 192 с.
2. *Лунашко Т.Н., Таращан А.М., Гречановська О.Є., Кривдік С.Г.* Особливості формування Яструбецького масиву рідкіснометалевих сієнітів (УЩ) за даними рентгенолюмінісценції польових шпатів // *Геохімія та рудоутворення*. Вип. 36. 2016. С. 58 – 72.
3. *Лунашко Т.Н., Таращан А.Н., Караева З.Г., Шурига Т.Н.* Типоморфные особенности щелочных полевых шпатов из редкометалльных метасоматитов (по данным люминесценции). // *Минерал. журн.* 1985. Т.7, № 3. С. 30 – 45.
4. *Рябчиков И.Д.* Окислительно-восстановительные равновесия в верхней мантии // *ДАН СССР*. 1983. Т. 268, № 3. С. 703 – 706.
5. *Petrov I., Mineeva R. M., Bershov V. L., Agel A.* EPR of $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ mixed valence pairs in amazonite-type microcline. *Am. Mineral.* 1993. V.73. P. 500 – 510.
6. *Matyash, I.V., Bagmut. N.N., Litovchenko, A.S. and Proshko, V.Y.* Electron paramagnetic resonance study of new paramagnetic centers in microcline-pertites from pegmatites. // *Phys. Chem. Minerals*. 1982. V. 8. № 2. P. 149 – 152.

**МІНЕРАЛИ-КОНЦЕНТРАТОРИ ЦЕРІЮ В АЛЬБІТИТАХ
ПАРТИЗАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКИЙ УРАНОВИЙ РУДНИЙ РАЙОН)**

Михальченко І.І.¹, Андреев О.В.²

¹Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища

Національної академії наук України», м. Київ, alcoldan@i.ua

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Навчально-науковий інститут «Інститут геології», м. Київ

**CERIUM MINERALS IN THE ALBITITES OF THE PARTIZAN ORE FIELD
(THE CENTRAL UKRAINIAN URANIUM ORE DISTRICT)**

Mihalchenko, I.I.¹, Andreev, O.O.²

¹State Institution «The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

²Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

The following cerium minerals were found in the albitites of the Partizan ore field – bastnesite, orthite (two generations), cerite, monazite, thorium-cerium silicate and relict magmatic monazite. The compositions of bastnesite, cerite, thorium-cerium silicate, and some torite crystals are characterized by anomalous values of measurements of the mass fraction of cerium, which is reflected in the high positive assessments of the cerium anomaly. Crystals of orthite and pneumatolithic-hydrothermal monazite are characterized by negative estimates of cerium anomaly. This indicates the existence of conditions for the oxidation of cerium to Ce^{4+} in the fluid and the fractionation of cerium.

У складі альбітитів з рудних об'єктів Партизанського рудного поля Центральноукраїнського уранового рудного району Кіровоградської металогенічної області металогенічної провінції Український щит були відомі мінерали церію – монацит, ортит, бастнезит [1], однак хімічний склад цих утворень не досліджувався. У роботі [2] нами було наведено результати вивчення епігенетичних перетворень реліктових магматичних монацитів з апогранітних альбітитів Новоолексіївського торій-уранового рудопрояву Партизанського рудного поля. В альбітитах було знайдено кристали монациту з різним ступенем пневматоліто-гідротермальних перетворень: від слабо перетворених кристалів, до псевдоморфоз із суміші з апатиту, ториту, бастнезиту, гематиту, кварцу по кристалам вихідного монациту. Також було ідентифіковано пневматоліто-гідротермальні монацити. Одним із результатів цього дослідження було встановлення ознак значної флуктуації значень вимірів масових часток (w) La_2O_3 , Ce_2O_3 , Pr_2O_3 , Nb_2O_3 (тут і далі за текстом символи хімічних елементів наведено згідно періодичної таблиці хімічних елементів Менделєєва) у хімічному складі змінених кристалів магматичного монациту із зон натрієвого метасоматозу у порівнянні з хімічним складом кристалів магматичного монациту вихідного граніту.

На сьогодні відомо, що у складі зон апогранітних, аподіабазових й аподжеспілітових натрієвих метасоматитів металогенічної провінції

Українського щита відомі пневматоліто-гідротермальні мінерали, що містять Fe^{2+} (тут і далі за текстом верхній цифровий індекс – ступінь окиснення хімічного елементу) (діопсид, актиноліт та ін.) та Fe^{3+} (гематит, егірин, рібекит, хлорит, та ін.), U^{4+} (уранініт, уранініт із торієм, настуран, торит, кофініт, циртолліт) та U^{6+} (уранофан), що є свідченням існування різних окиснювально-відновлювальних умов під час утворення порід та мінералів. В рудних альбітитах Новоолексіївського рудопояву нами було виявлено торій-урановий силікат з хімічним складом, який відрізняється від відомих торій-уранових мінералів. Цей мінерал було запропоновано назвати кальціотороуранітом [3].

Загальновідомо, що в природних умовах атоми Се можуть знаходитися у двох ступенях окиснення – Ce^{3+} і Ce^{4+} , а геохімічна поведінка Ce^{4+} істотно відрізняється від інших атомів лантановидів (хімічних елементів III групи 6-го періоду періодичної таблиці хімічних елементів Менделєєва (далі за текстом – *REE*)), які знаходяться у ступеню окиснення $^{3+}$ (далі за текстом – REE^{3+}), що за наявності від'ємної або позитивної оцінки аномалії Се ($\text{Ce}_{\text{ан}}$) дає підстави для припущення щодо фракціонування Се. Це, імовірно, й було виявлено за результатами дослідження хімічного складу монациту в альбітитах Новоолексіївського рудопояву [2]. Для підтвердження чи спростування цієї гіпотези було досліджено хімічний склад інших пневматоліто-гідротермальних мінералів із значним вмістом *REE* з альбітитів.

Об'єкт дослідження – пневматоліто-гідротермальні мінерали-концентратори церію з альбітитів Партизанського рудного поля.

Предмет дослідження – хімічний склад мінералів-концентраторів церію.

Мета дослідження – виявити пневматоліто-гідротермальні мінерали-концентратори церію з аномальними $\text{Ce}_{\text{ан}}$ для підтвердження або спростування гіпотези щодо існування у породотвірному флюїді умов для окиснення Се до Ce^{4+} , й, відповідно, імовірності фракціонування Се від інших *REE*.

Матеріал дослідження. Основою для дослідження є кам'яний матеріал із альбітитів, який було отримано при проведенні сучасних пошуково-оцінювальних робіт казенним підприємством «Кіровогеологія» на Новоолексіївському торій-урановому рудопояві. Із зразків альбітитів було виготовлено поліровані шліфи.

Методи дослідження. Електронно-мікроскопічні дослідження мінерального складу альбітитів та хімічного складу мінералів проведено на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі PEMMA-202 з енергодисперсійним рентгеновським спектрометром «Link systems» (лабораторія навчально-наукового інституту «Інститут геології» Київського національного університету ім. Тараса Шевченка). $\text{Ce}_{\text{ан}}$ розраховано за формулою з роботи [5].

Результати дослідження. В альбітитах Новоолексіївського торій-уранового рудопояву було виявлено кристали мінералів із значною $w(\text{Ce}_2\text{O}_3)$ в хімічному складі: дрібні кристали пневматоліто-гідротермальних бастнезитів, ортитів, торитів (зустрічаються часто), цериту (поодинокі кристали). Пневматоліто-гідротермальний монацит було описано раніше [2]. В альбітитах присутні, принаймні, дві генерації ортиту – перша утворилася за перетворення

й розкладання магматичного монациту, друга – під час утворення накладеного епідоту – продукт заміщення епідотом магматичного й пневматоліто-гідротермального монациту.

За складом легких *REE* для пневматоліто-гідротермального монациту характерні від’ємні оцінки $Se_{ан}$, а для вихідного – близькі до 0 [2].

У хімічному складі зерен бастнезиту значення вимірів w La_2O_3 становлять (1,21–7,22) %, Se_2O_3 – (35,12–59,13) %, Pr_2O_3 – (0,20–5,63) %, Nd_2O_3 – (2,16–7,78) %. Відповідні $Se_{ан}$ знаходяться у межах 0,37–1,07.

За значення вимірів w La_2O_3 – 3,92 %, Se_2O_3 – 39,84 %, Pr_2O_3 – 1,69 %, Nd_2O_3 – 5,4 % у хімічному складі цериту розраховано $Se_{ан}$, яка становить 0,64.

У хімічному складі кристалів ортиту значення вимірів w становлять: (La_2O_3) – (2,42–13,35) %, Se_2O_3 – (3,47–17,61) %, Pr_2O_3 – (0,37–4,03) %, Nd_2O_3 – (0,81–3,37) %. У переважній більшості $Se_{ан}$ від’ємні – (-0,24) – (-0,02), тільки для одного хімічного складу кристалу ортиту $Se_{ан}$ позитивна – 0,04.

За результатами дослідження з’явилися підстави для розділення торитів за оцінками $Se_{ан}$, (дані хімічних аналізів опубліковано нами в [4]) на три групи: I група з $Se_{ан}$ (-0,05) – (-0,01); II – 0,01–0,012; III – 0,13–0,69.

В альбітитах нами було виявлено також силікат з незвичним співвідношенням Th та Ce: $w(ThO_2)$ – 26,57, $w(UO_2)$ – 6,98 %, $w(La_2O_3)$ – <0,1 %, $w(Se_2O_3)$ – 24,08 %, $w(Pr_2O_3)$ – 0,82 %, $w(Nd_2O_3)$ – 3,56 %, відповідна $Se_{ан}$ – 1,16.

Висновки.

1. У складі альбітитів Партизанського рудного поля виявлено пневматоліто-гідротермальні мінерали-концентратори церію – бастнезит, ортит (імовірно, дві генерації), церит, монацит, неідентифікований торій-церієвий силікат та перетворений реліктовий магматичний монацит.

2. Хімічний склад кристалів бастнезиту, цериту, неідентифікованого торій-церієвого силікату, та деякі кристали торитів характеризуються аномальними позитивними значеннями вимірів масової частки церію, що знайшло відображення у високих значеннях позитивних оцінок церієвої аномалії. Напроти, для більшості кристалів ортиту й пневматоліто-гідротермального монациту характерні від’ємні оцінки церієвої аномалії. Це свідчить про фракціонування частини атомів церію у породотвірному пневматоліто-гідротермальному флюїді від атомів інших рідкісноземельних елементів.

3. Наявність ознак фракціонування церію від інших рідкісноземельних елементів є підставою для реконструкції існування у породотвірному флюїді окислювально-відновних умов, за яких церій окислювався до Se^{4+} .

4. За результатами дослідження виявлено ознаки ближньої мобілізації легких рідкісноземельних елементів в процесах пневматоліто-гідротермального породотворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів.

Література

1. Гаврусевич И.Б., Корнева Н.Г., Пушкарёв А.В. Уран-ториевая минерализация в альбититах Кировского рудопоявления // Геохимические особенности ураноносных щелочных метасоматитов УЩ., К.: ИГФМ АН УССР, 1986. С. 28-35.

2. *Михальченко І.І., Андреев О.В.* Монацити в торій-ураноносних альбітитах Новоолексіївського рудопояву (Український щит) // *Геохімія та рудоутворення*, 2017. Вип. 38. С. 32-49.
3. *Mihalchenko I., Andreev A.* New (?) calcium-thorium-uranium silicate (calciothorouranite) from thorium-uranium ore albitites from the Novooleksivka ore occurrence, the Ukrainian Shield // *Conference Proceedings XIXth International Conference "Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects"*, 11-14 May 2020. Kiev, Ukraine. Pp.1-5.
4. *Mihalchenko I., Andreev O., Shnyukov S.* The chemical composition of the thorium ortosilicates from albitites of the Novooleksiivka thorium-uranium occurrence (Ukrainian shield) // *Conference Proceedings, XIII International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment»* 12-15 November 2019. Kyiv, Ukraine. Pp.1-6.
5. *Wright J. Schrader H., Holser C.* Paleoredox variation in ancient oceans recorded by rare elements in fossil apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987. V. 51. Pp. 631-644.

УДК 549.621.98 (477.6)

ПРОПИ З ЛЬОДОВИКОВИХ ВІДКЛАДІВ ЧЕПИЛІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ

Павлюк В.М.^{1,2}, Павлюк О.В.²

¹Правобережна геологічна експедиція, Українська геологічна компанія, Фурси, Україна, v-pavlyuk@ukr.net

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, alia.pavliuk@gmail.com

PYROPE FROM GLACIAL DEPOSITS OF THE CHEPYLIIV AREA

Pavliuk V.M.^{1,2}, Pavliuk O.V.²

¹Geological Expedition, Ukrainian Geological Company, Fursy, Ukraine, v-pavlyuk@ukr.net

²M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, alia.pavliuk@gmail.com

Data on pyropes from Quaternary glacial deposits of the Chepyliiv area, located on the north-eastern slope of the Ukrainian Shield, are presented. Pyropes were found in 31 of 40 samples in the amount of 1 to 8 grains. Red and purple grains predominate among the pyropes. Quantitative relationships between color varieties in the horizons do not change. The size of grains, as a rule, keeps within a class of 0,2-0,4 mm. The Chepyliiv area contains significantly fewer pyropes in the studied horizon than the local average, so it cannot be considered anomalous. The thesis on the introduction of pyropes from the north-eastern part of the Volyn` megablock of the Ukrainian Shield is substantiated.

У 1989 р. завершилася розвідка родовища підземних вод для водопостачання м. Узин у Київській області [1]. Родовище розвідувалося на схилах річки Узин поблизу села Чепиліївка Білоцерківського району Київської області.

Геологічна позиція території – край північно-східного схилу Українського Щита (УЩ). Тут палеогенові бучацькі відклади від дельтових фацій поступово

переходять в прибережно-морські, а ложе кристалічного фундаменту швидко занурюється на північний схід у напрямку Києва. З точки зору алмазоносності ця територія не розглядалася у якості перспективної, однак, за можливості, піщанисті верстви Правобережною експедицією перевіряли на вміст алмазу і його індикаторних мінералів. Цього разу під час розвідки родовища води 47 проб осадових порід з 12 свердловин були відправлені на мінералогічний аналіз. Маса проб в середньому складала 30 кг.

У порівнянні з даними середнього вмісту акцесорних мінералів в генеральних вибірках території західної частини УЩ [2], місцеві відклади бучацької серії палеогену суттєво збіднені гранатом (776 проти 32 г/т), ільменітом (601 проти 94) і турмаліном (15,5 проти 9), але дещо збагачені (34 проти 21 г/т) ставролітом. Щодо льодовикових відкладів, то у порівнянні із генеральною вибіркою четвертинних відкладів, вони збіднені гранатом (475 проти 48), ільменітом (336 проти 113), турмаліном (26 проти 11 г/т), але також збагачені ставролітом (41 проти 59). Проте це характерно для проб північної частини УЩ, де в корінних породах частіше зустрічається турмалін, ставроліт і епідот.

Викликає подив помітно підвищена піропоносність льодовикових відкладів, особливо у порівнянні з більш древніми осадами. Піропи встановлені у 31 із 40 проб у кількості від 1 до 8 зерен. Характеристика піропів наведена у мінералогічних картках архіву лабораторії Правобережної експедиції. Статистична обробка даних дозволила зробити такі висновки:

- у складі піропів переважають зерна червоного і бузкового кольорів;
- кількісні співвідношення між кольоровими різновидами у горизонтах не змінюються;
- розмір зерен, як правило, укладається у клас 0,2–0,4 мм;
- середня кількість піропів у пробах сягає максимуму в 3 і 2 горизонтах, тобто приблизно посередині розрізу гляціальної товщі.

Згідно із записами у мінералогічних картках, майже усі піропи представлені відносно добре обкатаними уламками; зрідка спостерігається первинна шорстка, горбиста і ямчаста поверхня. Отже, окремі первинні зерна піропу могли сягати розміру 1–2 мм.

У бучацьких відкладах виявлено 4 піропи розміром 0,25–0,4 мм: три червоних і один рожевий. Усі – добре обкатані уламки.

Підвищена піропоносність четвертинних льодовикових відкладів не пов'язана з гідродинамічним накопиченням у певних сприятливих для цього фаціях, оскільки у пісках збіднений вміст головних мінералів важкої фракції. Отже, залишається припущення про певний просторовий зв'язок з корінними породами. Він підтверджується низьким ступенем лейкоксенізації ільменіту і збільшеним вмістом монациту, епідоту і апатиту – мінералів відносно нестійких до гідродинамічного зношення. Отже, мінерали шліхів далеко не переносилися. Генеральний напрямок зносу теригенного матеріалу в часи дніпровського зледеніння відомий: з півночі на південь. Враховуючи конфігурацію схилу УЩ у ті часи, можна припустити, що піропоносний матеріал зносився з північного заходу – північно-східного виступу УЩ –

західної частини Волинського мегаблоку. Саме там потрібно шукати корінні джерела піропів.

Проаналізуємо масштаб піропоносності Чепиліївської ділянки. Оскільки маса шліхових проб на ділянці приблизно відповідає стандартній 20-літровій пробі, приймаємо визначену мінералогами кількість піропів без перерахунків. Нижче у таблиці покажемо порівняння середнього вмісту піропів в бучацьких і четвертинних відкладах північно-східного схилу УЩ, наведені у геологічному звіті з пошуків алмазів [3] і піропів даної ділянки.

Таблиця – Середній вміст піропів в бучацьких і четвертинних відкладах північно-східного схилу УЩ і Чепиліївської ділянки

Горизонт	Кількість проб	% проб з піропами	Середня кількість піропів у пробі	Колір піропів, %			
				помаранчеві	фіолетові	червоні	рожеві
Бучацька серія, східний схил	116	10	10	20	14	13	23
Бучацька серія, Чепиліївська ділянка	7	57	0,6	-	-	75	25
Четвертинні відклади, східний схил	1099	35	9	18	22	17	43
Льодовикові відклади, Чепиліївська ділянка	40	72,5	3,1	-	47	28	25

Як бачимо з таблиці, Чепиліївська ділянка містить в обох досліджених горизонтах суттєво менше піропів, ніж в середньому по місцевій території, отже не може вважатися аномальною. Що стосується кольорової гами, то вона у чепиліївських піропів суттєво відрізняється. Причина у тому, що статистичні дані геологічного звіту [3] не враховують піропоносність північної (Житомирської) частини УЩ. Там кольорова гама піропів інша. Цей фактор додає аргументів до обґрунтування тези щодо приносу піропів з північно-східної частини Волинського мегаблоку УЩ.

Література

1. Подъячева В.П. Предварительная разведка подземных вод для водоснабжения г. Узин Киевской области (Чепелиевский участок). Отчет по результатам поисковых и разведочных работ за 1986-1989 гг с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод по состоянию на 30 ноября 1989 г. Киев. Геолфонды, 1989 г.
2. О.В. Павлюк, В.М. Павлюк Мінерали важкої фракції в осадових різновікових утвореннях південно-західної частини Українського щита і його схилів // Мінерал. журн. – 2019 – С. 13 – 21.
3. Довгань Р.М., Павлюк В.М. Пошуки корінних родовищ алмазів в межах Бердичівського підняття. Звіт (1991-2008; геологічне завдання тит. 230). Київ. Укргеолфонди, 2008 р.
- 4.

УДК 549.621.98 (477.6)

ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ПІРОПІВ В СУЧАСНОМУ АЛЮВІЇ ВИТОКІВ РІЧОК СЛУЧ, ЗБРУЧ І ПІВДЕННИЙ БУГ

Павлюк О.В.¹, Павлюк В.М.^{2,1}

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, alia.pavliuk@gmail.com

²Правобережна геологічна експедиція, Українська геологічна компанія, Фурси,
Україна, v-pavlyuk@ukr.net

PECULIARITIES OF PIROP DISTRIBUTION IN MODERN ALLUVIUM OF SLUCH, ZBRUCH AND SOUTHERN BUG RIVERS

Pavliuk O.V.¹, Pavliuk V.M.^{2,1}

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, alia.pavliuk@gmail.com

²Geological Expedition, Ukrainian Geological Company, Fursy, Ukraine, v-
pavlyuk@ukr.net

Data on pyropes and chromium spinelids, which were discovered during deep geological mapping at a scale of 1: 200,000 of the «Khmelnytsky» sheet in 1981–1985, are presented. Road samples of modern channel alluvium of Khmelnytsky Square contain contrasting pyrope anomalies. Some of them reach the size of 0.7-0.8 mm. Pyropes of different parts of the area differ in color. In terms of the percentage of occurrence and the average number of pyropes in the samples, this area is less enriched in pyropes than the neighboring Berdychiv uplift. In some pathways, the high content of chromium spinel is probably of basaltic origin. We recommend continuing the study of pyropes, chromite and ore minerals to clarify the location of root sources.

У 1981–1985 роках в рамках глибинного геологічного картування масштабу 1:200 000 аркуша «Хмельницький» [1] було проведено дослідження шліховими пробами сучасного алювію усіх без винятку водотоків з метою пошуку рудних мінералів. Геологами було відібрано 710 шліхових проб масою 20 кг з інтервалом приблизно 1 км. Таким чином, територія була покрита досить рівномірною мережею точкового дослідження.

Дана площа знаходиться за межами виходів на поверхню порід кристалічного фундаменту. Він тут залягає на глибинах 140–300 м. На породах фундаменту послідовно знизу догори залягають вулканогенно-осадові і осадові відклади вендської системи, пісковики ордовіцької системи, вапняки силурійської системи, вище – піщано-крейдово-кремениста товща крейдової системи, потім – піски кийівської світи палеогенової системи, вище – вапняки неогенової системи. Вгорі розрізу – пліоценові глини і четвертинні суглинки та піски.

Алювій Хмельницької площі та прилеглої території, порівняно з підстиляючими його неогеновими пісками прибережно-морського походження, різко збіднений акцесорними мінералами. Це вказує на відсутність бокового привносу свіжого матеріалу; активне хімічне і гідродинамічне руйнування акцесорних мінералів в процесі формування сучасного алювію; відсутність умов для «розсипного» гідродинамічного накопичення. Отже, цінні мінерали в

річковий алювій могли бути привнесені лише з підстилаючих міоценових пісків та ймовірно льодовикових відкладів.

В алювіальних відкладах площі піропи встановлені в 413 пробах, всього 5169 зерен, максимальна кількість у пробі – 260, отже їх зустрічність складає 58%.

Кольорова гама піропів загалом строката. Спостерігається закономірне зростання відсотка фіолетових піропів з півдня на північ. Це дозволяє припустити зростання «хромистості» піропів у північному напрямку. Порівняння з піропами західних схилів Бердичівського підняття вказує на значні відмінності піропів цих площ, а отже різні корінні джерела.

Абсолютна більшість піропів знаходиться у класі 0,2–0,5 мм. Приблизно 67% піропів знаходиться у класі 0,25–0,5 мм, 31% у класі 0,2–0,25 мм, і лише 2% піропів мають розмір більше 0,5 мм. Найбільше крупних піропів виявлено на сході: у басейнах річок Случ і Південний Буг, дещо менше – у басейні р. Горинь. Найменше відносно крупних піропів встановлено в басейні р. Хомора. Піропи розміром 0,7–0,95 мм (33 зерна) встановлено у 13 пробах. Як правило, таких піропів у пробі один, зрідка два, усі вони переважно фіолетові і фіолетово-червоні. І лише у верхів'ї р. Случ серед 150 піропів виявлено один фіолетовий 0,5*0,8 мм і 10 фіолетово-червоних уламків розміром 0,5*0,7 мм. Максимальне за розміром зерно (0,95 мм) – червоний необкатаний видовжений уламок піропу, який виявлений у басейні р. Горинь. Крупні піропи не мають певних закономірностей просторового розташування.

Серед піропів різко переважають кутасті уламки. Цілі зерна дуже дрібні, 0,2–0,3 мм. На них подекуди трапляються черепицеподібні поверхні гіпергенного розчинення. Піропи переважно необкатані та напівобкатані, також у вигляді уламків. Цілі зерна часто необкатані. В одній і тій ж пробі трапляються цілі зерна і уламки різного ступеня механічного зношення. Навіть крупні зерна піропу – це переважно необкатані або напівобкатані уламки. Можна припускати, що в процесі транспортування – аж до сучасного захоронення – зерна піропу розтріскувалися, а відсутність зношеності на ребрах уламків вказує лише на відносно недавній час утворення уламка.

Серед інших індикаторних мінералів алмазозносності у в межах площі встановлено лише хромшпінеліди. Найбільше їх виявлено в шліхах р. Збруч і її західних притоків. Вони зафіксовані у південно-західній частині площі у верхів'ях р. Жердь, а також у лівих і правих притоках р. Збруч. Максимальний вміст хромшпінелідів – 2 г/т. З ними асоціює піроп – 26 знаків. Проби з хромшпінелідами особливі: вони містять багато піриту, а також кальцит, барит, фосфати, глауконіт, сидерит, епідот, шпінель. У пробі, де розмір хроміту сягає 1,5 мм, присутні сфалерит, куприт, галеніт, барит, що викликає підозру на зв'язок хроміту з берестовецькими базальтами вендської системи.

Зустрічність піропів у пробах алювію Хмельницької площі, тобто відсоток піропоносних проб складає 58 %. Це приблизно відповідає четвертинним відкладам західного схилу Бердичівського підняття (75%) і сарматським відкладам західного схилу (52%). Отже відсоток зустрічності не аномальний. Що стосується середньої кількості піропів у піропоносних пробах, то в наших

пробах вона складає 13, в сарматських відкладах західного схилу – 229, в четвертинних – 75 зерен [2]. Таким чином, цю площу у порівнянні з іншими не можна вважати перспективною на корінні джерела алмазу.

Ми перевірили версію про гідродинамічне походження ореолів піропу, тобто вірогідну залежність кількості його зерен від вмісту в шліху мінералів важкої фракції (за винятком вторинних – піриту, сидериту глауконіту, колофану, гідроксидів заліза). Виявилось, що для абсолютної більшості проб (87%) такої залежності не існує. Навіть в пробах з вмістом важкої фракції 800–2000 г/т (таких 12) вміст піропів не перевищує 20–50 знаків. Однак в окремих шліхах з вмістом важких мінералів більше 100 г/т спостерігаються смуги фігуративних точок з нечітко проявленою залежністю. Можна стверджувати лише те, що в збіднених важкою фракцією шліхах (менше 100–150 г/т) не буває аномального вмісту піропів.

Крім піропів і хромшпінелідів, в шліхах дослідженої площі встановлено 16 знаків золота у 15 пробах, у 9 – кіновар. В багатьох шліхах виявлені галеніт, сфалерит, халькопірит. Є знахідки самородної міді, антимоніту, арсенопіриту. Крім золота, усі ці мінерали є нестійкими в процесі транспортування водними потоками. Можна було би припустити, що корінні джерела знаходяться недалеко. Однак проби з високим, 10 і більше знаків піропу, як правило, не містять рудних мінералів: вони встановлені лише у 7 пробах з 132. Отже, піропи в цих пробах транспортувалися здалека.

Висновки:

1. Шліхові проби сучасного руслового алювію Хмельницької площі містять контрастні ореоли піропів. Окремі з піропів сягають розміру 0,7–0,8 мм. Піропи різних ділянок площі відрізняються за кольоровою гамою. Спостерігається зростання у північному напрямку фіолетових різновидів. Разом з тим за відсотком зустрічності і середньою кількістю піропів у пробах ця площа є менш збагаченою на піропи, ніж сусіднє з нею Бердичівське підняття.

2. В окремих шліхах встановлений високий вміст хромшпінеліду вірогідно базальтового походження.

3. Рекомендується продовжити дослідження піропів, хроміту та рудних мінералів з метою уточнення місцезнаходження корінних джерел.

Література

1. Иванченко В.Я. Отчет о глубинном геологическом картировании мельче 1:200 000 территории листа М-35-XXI (Хмельницкий) за 1981-1985 гг. – Киев, 1985 г.
2. Довгань Р.М. Пошуки корінних родовищ алмазів в межах Бердичівського підняття. Звіт за 1991-2008 рр. (геологічне завдання, титул 230). – Київ, 2008 р.

**ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ТА МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ПОРІД
ВІДСЛОНЕННЯ ВУЗЛ ХІЛЛ (ЗАХІДНА АНТАРКТИДА)**

Побережська І.В.¹, Білик Н.Т.¹, Бубняк І.М.², Савчин І.Р.², Шило Є.О.²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна,
irina_pober@ukr.net

² Інститут геодезії Національного університету “Львівська Політехніка“

**GEOLOGICAL POSITION AND MINERAL COMPOSITION OF ROCKS OF
OUTCROP WOZZLE HILL**

Poberezhska I.V.¹, Bilyk N.T.¹, Bubyak I.M.², Savchyn I.R.², Shylo E.O.²

¹Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine, irina_pober@ukr.net

²Institute of Geodesy, National University “Lviv Politechnic”, Lviv, Ukraine

The rocks from Wozzle Hill outcrop rocks (West Antarctica) macroscopically have a latent crystalline appearance. The first variety is a volcanic rock with a microporphyry structure, with a pilotaxite structure of the bulk and with intense secondary changes - metaandesite. Mineral composition of the rock is feldspars, biotite, epidote, chlorite, apatite; ore minerals are ilmenite, magnetite, pyrite. The second variety is more intensively changed rock with the following mineral composition: feldspar, quartz, chlorite, apatite, ilmenite. Fluctuations in the temperature of formation of chlorite is 341.5-364.94 °C.

Зразки порід відібрані з відслонення Вузол Хілл (острів Галіндез, архіпелаг Вільгельма, Аргентинські острови, Західна Антарктида) (рис.1).

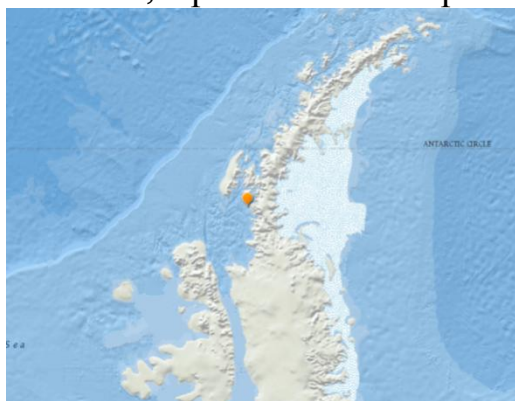


Рисунок 1 - Місця відбору зразків [1].

Ділянка де були відібрані зразки входить до Мезозойської тихоокеанської крайової зони Гондвани, і Антарктичний півострів є магматичною дугою, що виникла в мезозої кайнозої [1]. В районі розташування відслонення переважають магматичні утворення. За даними роботи тут проявлені інтрузивні породи батоліту Антарктичного півострова мезозойсько-кайнозойського віку та

вулканічними породами Антарктичного півострова, що мають верхньоярський вік [1].



а)



б)

Рисунок 2 – Породи з відслонення Вузол Хілл, різновиди: а) – I, б) – II.

Макроскопічно це приховано кристалічні породи з чергуванням різнокольорових смуг від червоного до чорного, зміна кольорів, вірогідно, викликана різним ступенем окиснення. При детальному вивченні порід було виявлено два різновиди (рис 2). Перший – вулканічна порода

середнього складу мікропорфірової структури, з пілотакситовою структурою основної маси, з інтенсивно проявленими вторинними змінами. Мінеральний склад: у фенокристалах чітко виділяються кристали плагіоклазу (візуально становлять 15-20% породи), в основній масі виявлені видовжено-призматичні кристали плагіоклазу, біотит, змінене вулканічне скло, нерівномірно розсіяні зерна рудних мінералів; крім цього у породі проявлені лінзовидні та стрічкоподібні виділення епідоту і кварцу, з акцесорних мінералів виявлений апатит (рис.3 а, б).

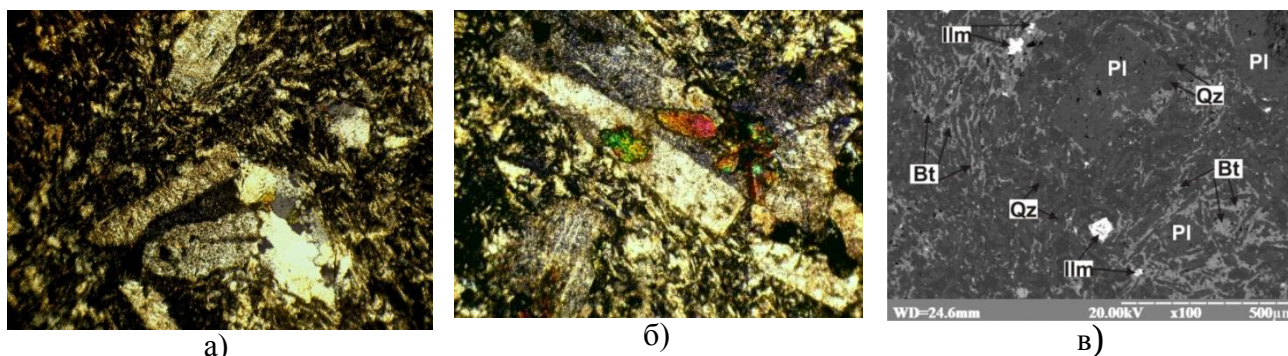


Рисунок 3 – Мінеральний склад та структурні особливості метаандезиту: а) фенокристали плагіоклазу та пілотакситова структура; б) утворення вторинного епідоту по фенокристалу плагіоклазу, (Поле зору 2 мм, нік. схр.); в) фенокристали плагіоклазу (Pl), біотит (Bt), кварц (Qz), ільменіт (Ilm). BSE-зображення.

Виходячи з мінерального складу і структурних особливостей, можна зробити висновок, що первинно досліджувана порода належала до родини андезитів, судячи з наявністю у фенокристалах тільки плагіоклазу, можливо, це плагіоандезит з порфіровою структурою і пілотакситовою структурою основної маси, яка, надалі інтенсивно вторинно змінювалася (епідотизація, окварцювання, озалізнення) – це метаандезит (андезитовий порфірит). Мінеральний склад метаандезиту за результатами мікрозондового аналізу наступний: польові шпати, біотит, епідот, хлорит, апатит, ільменіт, магнетит, пірит. Плагіоклази формують реліктові зерна неправильної та прямокутної форми розміром до 5 – 7 мм (рис. 3 в). За результатами мікрозондового аналізу кристалохімічна формула плагіоклазів

альбіту: $(Na_{0.95}Ca_{0.04}K_{0.01})_{0.99}[Al_{1.09}Si_{2.92}O_8]$; олігоклазу
 $(Na_{0.72-0.87}Ca_{0.10-0.30}K_{0.00-0.01})_{0.84-1.02}[Al_{1.00-1.36}Si_{2.63-2.98}O_8]$ андезину:

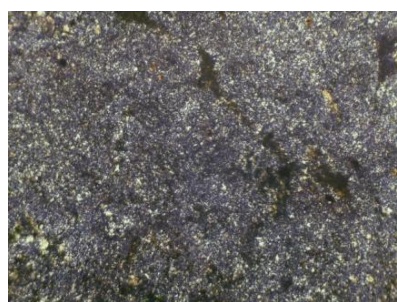
$(Na_{0.57-0.69}Ca_{0.34-0.43}K_{0.00-0.01})_{0.96-1.03}[Al_{1.38-1.48}Si_{2.50-2.61}O_8]$. Біотит зустрічається у вигляді пластинчастих утворень розмір яких коливається від 100 мк до 0,2 мм (рис. 3в), його кристалохімічна формула:

$(K_{0.75-0.95}Ca_{0.01-0.12}Na_{0.00-0.10})_{0.86-1.10}(Fe^{2+}_{1.41-1.70}Mg_{0.94-1.12}Al_{0.27-0.42}Mn^{2+}_{0.00-0.03})_{2.83-3.07}[Al_{1.17-1.33}Si_{2.54-2.69}Ti^{4+}_{0.12-0.15}O_{10}]$. Епідот формує суцільні щільні маси та голчасті виділення розміром до 10 мкм. Кристалохімічна формула епідоту:

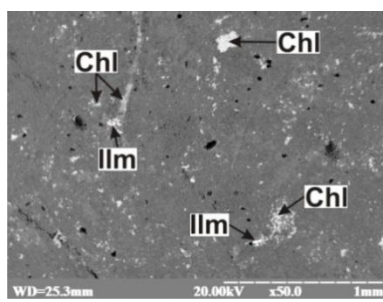
$Ca_{1.97-2.17}(Al_{2.22-2.39}Fe^{3+}_{0.65-0.80})_{3.00-3.04}(OH)O[Si_{2.90-2.97}Si_{11}]$. Хлорит зустрічається у вигляді пластинчастих до голчастих індивідів розміром до 40 мкм, його кристалохімічна формула

$(Fe^{2+}_{2.38-3.39}Al_{1.31-1.37}Mg_{0.93-1.15}Ca_{0.04-0.08}Mn^{2+}_{0.00-0.07})_{5.01-5.72}(OH)_8[Si_{2.90-3.20}Al_{0.63-1.10}Ti^{4+}_{0.01-0.17}O_{10}]$.

Другий різновид, порівняно з першим, це більш інтенсивно змінена порода, у мінеральному складі якої при мікроскопічному вивченні виявлені дрібні агрегати кварц-халцедонового складу, плагіоклазу, хлориту, рудних мінералів, апатиту та численні виділення окислів та гідроокислів заліза (рис. 4 а). Мінеральний склад цієї породи за результатами мікрозондового аналізу наступний: польові шпати, кварц, хлорит, апатит, ільменіт. Польові шпати разом з кварцом формують суцільну щільну прихованокристалічну масу (рис. 4 б). За результатами мікрозондового аналізу кристалохімічні формули польових шпатів: альбіт – $(Na_{0.85-0.87}Ca_{0.03}K_{0.00-0.01})_{0.88-0.90}[Al_{0.97-1.05}Si_{2.97-3.04}O_8]$; олігоклаз – $(Na_{0.61-0.71}Ca_{0.23-0.29}K_{0.00-0.05})_{0.90-0.96}[Al_{1.25-1.39}Si_{2.61-2.75}Ti_{0.00-0.01}O_8]$; андезин – $(Na_{0.54-0.56}Ca_{0.33-0.40}K_{0.02})_{0.91-0.95}[Al_{1.33-1.42}Si_{2.59-2.68}O_8]$. Хлорит утворює виділення неправильної форми в кварц-польовошпатовій прихованокристалічній масі (рис. 5 б), розміром до 0,1 мм з кристалохімічною формулою: $(Fe_{3.14-3.39}^{2+}Al_{1.30-1.45}Mg_{1.17-1.26}Mn_{0.06-0.10}^{2+}Ca_{0.00-0.04})_{5.91-5.97}(OH)_8[Al_{1.27-1.38}Si_{2.56-2.72}Ti_{0.01-0.06}^{4+}O_{10}]$



а)



б)

Рисунок 4 – Мінеральний склад II різновиду порід: а) кварц-польовошпатової маси (поле зору 2 мм, нік. схр.); б) виділення хлориту (Chl) та ільменіту (Ilm) у кварц-польовошпатовій масі (сіре). BSE-зображення.

Хімічний склад хлориту, який є мінералом змінного складу, є функцією температури і, тому, цей мінерал часто використовується як геотермометр [2, 3]. Визначені коливання температури утворення хлориту в досліджуваній породі становить 341,5 - 364,94 °C.

При дослідженні порід з відслонення Вузол Хілл кристалооптичними і мікроаналітичними методами ми виділили два типи порід: 1) метаандезит (мінеральний склад: польові шпати, біотит, епідот, хлорит, апатит, ільменіт, магнетит, пірит) і 2) польовошпат-кварцова порода з хлоритом і численними окислами і гідроокислами заліза. При поступленні більшої кількості матеріалу можна буде зробити більш детальні висновки про мінералого-петрографічний склад порід, геологічну та геодинамічну ситуацію досліджуваної ділянки.

Література

1. Бахмутов В.Г., Гладкочуб Д.П., Шнира В.В. Возрастная позиция, геодинамическая специфика и палеомагнетизм интрузивных комплексов западного побережья Западной Антарктиды // Геофизический журнал. 2013. № 3 (35). С. 3–30.
2. Cathelineau, M., Nieva, D.A., 1985. Chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy & Petrology 91(3), 235–244.
3. Kranidiotis, P., Maclean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology 82 (7), 1898–1911.

ГЕНЕТИЧНІ АСПЕКТИ МАКРОХОНДР У ДЕЯКИХ ХОНДРИТАХ

Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О., Кичань Н.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, cosmin@i.ua

GENETIC ASPECTS OF MACROCHONDRULES IN SOME CHONDRITES

Semenenko V.P., Girich A.L., Shkurenko K.O., Kychan N.V.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of
Ukraine, Kyiv, cosmin@i.ua

The results of electron microscopic and microprobe study of nine macrochondrules and their fragments from five chondrites are given. The unique characteristics of two firstly founded macrochondrules allowed to detail conditions of their formation and existence in the protoplanetary nebula. Revealed for the first time correspondence of SiO_2/MgO and $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ correlation between the fine-grained rims of macrochondrules and chondrules in the Krymka meteorite testifies to their coexistence in the same dusty environment of the protoplanetary nebula. Very low abundance of macrochondrules in chondrites is the most likely due to their priority destruction over chondrules in the pre-agglomeration period of meteorites evolution.

Макрохондри належать до рідкісних компонентів хондритів і за формою, структурою та мінеральним складом не відрізняються від звичайних хондр. Згідно з літературними даними макрохондри формувались у подібних фізико-хімічних умовах в одній і тій самій зоні протопланетної туманності, що і хондри [7], але з деякими відмінностями у співвідношенні газ/пил [10] або у процесах хондроутворення [11].

На основі електронно-мікроскопічних та мікрозондових досліджень макрохондр та їх фрагментів із хондритів Allende CV3, Кримка LL3.1, Саратов L4, «Велика Балка» L4-5 і Château-Renard L6 [4] зроблені такі висновки: 1. цілі або частково фрагментовані макрохондри виявлені в деяких вуглистих і звичайних хондритах різних петрологічних типів; 2. вони більш поширені в нерівноважних хондритах, ніж у рівноважних; 3. структура макрохондр ексцентрично-промениста у вуглистому хондриті і переважно порфірова у звичайних; 4. дві макрохондри мають унікальні структурно-мінералогічні характеристики, а інші – типові для звичайних хондр; 5. більшість макрохондр покриті силікатною оболонкою: тонкозернистою – в нерівноважних, і грубозернистою – в рівноважних хондритах.

Найважливішими результатами досліджень [4, 5] є знахідка двох унікальних і генетично важливих макрохондр: з оплавленою поверхнею із вуглистого хондрита Allende і полізональної графітовмісної із хондрита Кримка.

Поверхня макрохондри із хондрита Allende містить прямі ознаки різкого підвищення температури і наступного миттєвого охолодження, що може бути пов'язано найімовірніше з високоенергетичною подією невідомої природи, зокрема співударяннями з іншими консолідованими об'єктами. Особливості скульптури поверхні чітко вказують на те, що ця подія відбулася в

доагломераційний період, коли макрохондра знаходилась у вільному стані, а не в материнському тілі метеорита в прямому контакті з іншими консолидованими об'єктами. За скульптурою поверхні макрохондра відрізняється від класичних хондр, але має багато спільних рис зі скляними сферулами, брекчіями, аглютинатами та іншими частинками із місячного реголіту.

Особливості будови і мінерального складу полізональної графітовмісної макрохондри з метеорита Кримка свідчать про її складну еволюцію, а саме про акреційний ріст у мінералогічно змінному пиловому середовищі, перепплавлення та селективне випаровування поверхневого шару макрохондри, акрецію пилу докільля, формування тонкозернистої оболонки і міграційне вторгнення органічної проторечовини з наступним метаморфічним перетворенням її у графіт [5].

Згідно з мікрозондовими дослідженнями, за співвідношеннями SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ тонкозернисті оболонки полізональної макрохондри з графітом і вивченого уламку макрохондри того ж хондриту в цілому співставимі з аналогічними оболонками класичних хондр [3] метеорита Кримка, що свідчить про їх співіснування у доагломераційний період в одному і тому ж пиловому середовищі [5]. Оболонки макрохондр співставимі між собою і з непрозорою матрицею за співвідношенням SiO_2/MgO , але відмінні за величиною $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$. Оболонка полізональної макрохондри з графітом менш змінена, ніж оболонка уламку макрохондри, що є ознакою різного ступеню їх метаморфічного перетворення. Так, за співвідношенням $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ оболонка полізональної макрохондри з графітом [1, 2] характеризується вищим значенням, відповідно і вищим ступенем примітивності, ніж непрозора матриця, яка діагностована раніше [8] як стандарт примітивної речовини хондритів. Такі особливості її хімічного складу, а також наявність в оболонці (Ca,Al)-мінералів дозволили зробити припущення [2] про утворення графітовмісної макрохондри у збагаченій високотемпературними мінералами і більш віддаленій від Сонця зоні протопланетної туманності, ніж та, в якій сформувалася основна маса хондр.

У матриці досліджених хондритів відмічено відносно високий вміст крупних порфірових уламків і силікатних кристалів, які можуть бути реліктами макрохондр і вказувати на ймовірність широкого розповсюдження макрохондр у період хондроутворення з наступним їх пріоритетним над хондрами руйнуванням у результаті постійного руху і взаємодії між собою та іншими консолидованими об'єктами в протопланетній туманності [6].

Висновки: Результати дослідження макрохондр у п'яти хондритах узгоджуються з літературними [8-11] даними в тому, що: а) макрохондри є рідкісним, але звичайним компонентом хондритів незалежно від їх хімічної групи і петрологічного типу; б) переважна більшість макрохондр за будовою і мінеральним складом не відрізняється від ординарних хондр, що свідчить про подібність умов хондроутворення в одній і тій же зоні протопланетної туманності.

Виявлене нами домінування в макрохондрах, як і в хондрах звичайних хондритів, порфірових структур є додатковим аргументом на користь

утворення макрохондр у спільному з хондрами газо-пиловому середовищі. Відповідність співвідношень SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ у тонкозернистих оболонках двох макрохондр і хондр у метеориті Кримка безпосередньо вказує на їх співіснування в одній і тій же зоні протопланетної туманності в доагломераційний період розвитку материнського тіла метеорита.

Знахідки та вивчення двох унікальних макрохондр є найважливішим результатом даної роботи. Особливості поверхні однієї з макрохондр в хондриті Allende свідчать про значний вплив високоенергетичних процесів на її формування в протопланетній туманності, а полізональна будова, наявність графіту і ймовірно бітуму в макрохондрі метеорита Кримка – про її складну і тривалу історію доземної еволюції.

Рідкісність макрохондр у хондритах зумовлена найімовірніше їх пріоритетним над хондрами руйнуванням у результаті постійного руху і взаємодії між собою та з іншими консолідованими об'єктами.

Література

1. Семененко В. П., Гіріч А. Л. Мінералогічні особливості та генезис унікальної макрохондри метеорита Кримка (LL3.1). // Доповіді Національної академії наук України, 2011. Т.11. С.107-114.
2. Семененко В. П., Гіріч А. Л. Два типи зерен графіту в хондриті Кримка (LL3.1). // Мінералогічний збірник, 2010. Т.60. Вип.2. С.44-52.
3. Семененко В. П., Шкурєнко К. О., Гіріч А. Л. Хімічна неоднорідність тонкозернистої речовини в метеориті Кримка (LL3.1). // Мінералогічний журнал, 2014. Т.36. №4. С.39-49.
4. Семененко В. П., Гіріч А. Л., Шкурєнко К. О., Кичань Н. В. Макрохондри в деяких хондритах: 1. Структурно-мінералогічна характеристика. // Мінералогічний журнал, 2021. №2 у друці.
5. Семененко В. П., Гіріч А. Л., Шкурєнко К. О., Кичань Н. В. Макрохондри в деяких хондритах: 2. Генетичні аспекти. // Мінералогічний журнал, 2021. у друці.
6. Семененко В. П., Шаркин О. П., Гирич А. Л. Необычные фрагменты в хондрите Саратов (L4). // Тези доповідей XXI Всесвітньої метеоритної конференції. Міасс: 1990. С. 178-179.
7. Friedrich J. M., Weisberg M. K., Ebel D. S. et al. Chondrule size and related physical properties: A compilation and evaluation of current data across all meteorite Groups. // *Chemie der Erde, Geochemistry*, 2015. V.75, №4. pp. 419-443.
8. Huss G.R., Keil K., Taylor G.J. The matrices of unequilibrated ordinary chondrites: Implications for the origin and history of chondrites. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1981. V.45. pp. 33-51.
9. Hutchison R., Bridges J.C. Cristobalite- and tridymite-bearing clasts in Parnallee (LL3) and Farmington (L5). // *Meteoritics*. 1995. V.30. pp.523-524.
10. Weisberg M. K., Prinz, M., Nehru C. E. Macrochondrules in ordinary chondrites: Constraints on chondrule-forming processes. // *Meteoritics*, 1988. V.23. pp. 309-310.
11. Weyrauch M., Bischoff A. Macrochondrules in chondrites-formation by melting of mega-sized dust aggregates and/or by rapid collisions at high temperatures? // *Meteoritics & Planetary Science*, 2012. V.47. pp. 2237–2250.

МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОХОНДР У ДЕЯКИХ ХОНДРИТАХ

Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О., Кичань Н.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, пр. Палладіна, 34, 03142, м. Київ, Україна, cosmin@i.ua

MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF MACROCHONDRULES IN SOME CHONDRITES

Semenenko V.P., Girich A.L., Shkurenko K.O., Kychan N.V.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, cosmin@i.ua

The results of mineralogical and chemical research of rare structural units of chondrites – macrochondrules and their fragments, found in 5 chondrites of different chemical groups and petrological types (Allende CV3, Krymka LL3.1, Saratov L4, "Velyka Balka" L4-5, Château-Renard L6), are given. According to their characteristics, most of them are generally similar to ordinary chondrules and previously studied macrochondrules. They have radial and porphyritic texture, consist of olivine and pyroxene, and are covered by a silicate rim, which is fine-grained in the macrochondrules of unequilibrated chondrites and coarse-grained in equilibrated ones. Only two macrochondrules among studied ones are morphologically and mineralogically extraordinary and indicate specific conditions for their formation in the protoplanetary nebula.

Класична текстура звичайних хондритів складається з двох головних текстурних одиниць: матриці та хондр. За розмірами хондри поділяють на три групи: мікрохондри ≤ 10 мкм [1], хондри — від 10 мкм до 5 мм та макрохондри — ≥ 5 мм [2, 3]. Останні є мало поширеною текстурною одиницею хондритів. Обмежена кількість макрохондр може бути пов'язана або з певною специфікою процесу їх утворення, дещо відмінною від умов формування класичних хондр [4], або з ординарністю формування макрокравель силікатного розплаву з наступною розкристалізацією і пріоритетним дробленням у газо-пиловій туманності.

Враховуючи рідкісність макрохондр у метеоритах, нові дані про мінералогічні і хімічні характеристики кожної знахідки є актуальними і важливими для виявлення умов їх утворення та еволюції. За тривалий період досліджень нами були знайдені силікатні макрохондри у п'яти хондритах різних хімічних груп і петрологічних типів (Allende CV3, Кримка LL3.1, Саратов L4, «Велика Балка» L4-5, Château-Renard L6), та досліджено їх мінералогічні і хімічні особливості.

Макрохондри у вуглистому хондриті Allende (CV3). Відокремлені від основної частини вуглистого хондрита Allende дві макрохондри мають діаметр 8 та 6 мм, кулясту форму, ексцентрично-променисту будову, піроксеновий склад і покриті чорними силікатними кірочками. Згідно з електронно-мікроскопічними дослідженнями, чорна кірочка однієї з них представлена тонким шаром силікатного скла, який складається із 2 зон: пористої внутрішньої, товщиною ≤ 20 мкм і суцільної зовнішньої, товщиною ≤ 1 мкм.

Пори мають округлу або неправильну форму, більшість з них поєднані між собою і в окремих випадках виходять на поверхню макрохондри. На поверхні кірочки наявні округлі дірки натягування, утворення яких зумовлено, найімовірніше, миттєвим оплавленням макрохондри з наступним загартуванням тонкого шару силікатного розплаву.

Макрохондри в хондриті Кримка (LL3.1). Полізональна графітовмісна макрохондра має овальну форму, розмір 7x4 мм і належить до унікальних. Вона складається із силікатної серцевини, внутрішньої метал-троїлітової мантиї, а також реліктів зовнішньої метал-троїлітової мантиї та зовнішньої силікатної зони. Мінерали макрохондри представлені в основному силікатами (олівін, низькокальцієвий піроксен, висококальцієвий піроксен, плагіоклаз), нікелістим залізом (камасит, теніт) і троїлітом, меншою мірою графітом, акцесорними зернами міді та кремнезему. Хімічний склад мінералів неоднорідний і характеризується коливанням від зерна до зерна, а також у межах зерен. Графіт асоціює з нікелістим залізом і троїлітом у мантиях і його наявність є основною мінералогічною особливістю макрохондри. Він має тонкозернисту будову, однак частина зерен є аморфною і представлена найімовірніше бітумом. Тонкозерниста оболонка макрохондри відрізняється від класичних оболонок наявністю поодиноких мікронних кристалів графіту, С-збагачених ділянок і високотемпературних мінералів – ібоніту, діопсиду, форстериту, енстатиту, анортиту і шпінелі. Однак її валовий хімічний склад ($\text{SiO}_2/\text{MgO} - 3,21$; $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) - 0,87$) повністю відповідає оболонкам звичайних хондр у метеориті Кримка [5].

Силікатна макрохондра світло-сірого кольору, розміром 11x9 мм характеризується округлою формою, порфіровою будовою, олівін-піроксеновим складом і містить мікронні зерна нікелістого заліза, троїліту і хроміту. Вона покрита темною тонкозернистою оболонкою, яка складена олівіном, піроксеном і окремими субмікронними зернами (Fe,Ni)-металу і троїліту.

Уламок силікатної макрохондри, розміром 7,5x>3,8 мм, має форму половини еліпсу з хвилястим дугоподібним контуром, що покритий тонкозернистою оболонкою. Структура макрохондри порфірова, а мінеральний склад представлений олівіном (середнє, Fa_{12}), піроксеном ($\text{Fs}_{7,40}\text{En}_{88,6}\text{Wo}_{4,03}$; $\text{Fs}_{7,63}\text{En}_{60,8}\text{Wo}_{31,6}$), плагіоклазовим мезостазисом ($\text{Ab}_{47,0}\text{An}_{87,5}\text{Or}_{0,42}$) і акцесорними мікронними зернами нікелістого заліза, троїліту, ільменіту і Са-фосфату. Хімічний склад мінералів характеризується помірними варіаціями. Тонкозерниста оболонка складена силікатною речовиною ($\text{SiO}_2/\text{MgO} - 2,89$; $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) - 0,70$) і містить, головним чином, зерна олівіну і піроксену, акцесорні зерна нікелістого заліза і троїліту, а також окремі мікрохондри.

Уламок макрохондри в хондриті Саратов розміром 5,7x5 мм має сегментоподібну форму, світло-сірий колір, повнокристалічну будову. Мінеральний склад представлений клінобронзитом ($\text{Fe}_{19,2}\text{En}_{77,9}\text{Wo}_{2,9}$) і містить мікронні ідіоморфні зерна (Fe,Ni)-металу, в якому підвищений вміст (у мас.%) Ni (14,2), Co (0,89) і Cr (0,12), що є ознакою високотемпературних умов утворення та наступного швидкого охолодження [6].

Макрохондра в хондриті “Велика Балка” розміром 7х6 мм характеризується сірим кольором, округлою формою, порфіровою будовою і наявністю широкої ($\leq 0,7$ мм) оболонки із крупних силікатних зерен. Мінеральний склад представлений олівіном, піроксеном, нормативним плагіоклазом і акцесорними зернами нікелистого заліза, троїліту і хроміту [7]. Примітною особливістю макрохондри є розташування в ній крупних (4х0,7 мм) субпаралельних порфірових кристалів у трьох напрямках.

Макрохондра в хондриті Chateau-Renard розміром 10х9 мм має світло-сірий колір, чіткі краї, порфірову будову і оточена тонкозернистою силікатною оболонкою. Вона вміщує чорні імпакті жилки та ділянки, що заповнені ударним розплавом. Мінеральний склад представлений переважно олівіном і піроксеном, в меншій мірі нікелистим залізом, троїлітом та акцесорним хромітом, які характеризуються незначними варіаціями хімічного складу. Необхідно зазначити, що хороша збереженість структури макрохондри в хондриті петрологічного типу 6 є досить рідкісним явищем.

Таким чином, результати дослідження макрохондр п'яти хондритів дозволяють зробити такі висновки: 1 – цілі або частково фрагментовані макрохондри наявні у деяких вуглистих і звичайних хондритах різних петрологічних типів; 2 – вони більш поширені у нерівноважних хондритах, ніж у рівноважних; 3 – структура макрохондр переважно порфірова; 4 – лише окремі макрохондри мають унікальні структурно-мінералогічні характеристики, а інші – типові для звичайних хондр; 5 – більшість макрохондр покриті силікатною оболонкою: тонкозернистою у нерівноважних і грубозернистою – у рівноважних хондритах.

Література:

1. Семененко В.П., Шкуренко К.О. Особливості мінералогії мікрохондр в метеориті Кримка (LL3.1). Записки Українського мінералогічного товариства. 2012. 9. С.58-66.
2. Prinz, M., Weisberg, M. K., Nehru, C. E. Gunlock, a new type 3 ordinary chondrite with a golfball-sized chondrule. Meteoritics. 1988. 23. P.297.
3. Weisberg, M. K., Prinz, M., Nehru C. E. Macrochondrules in ordinary chondrites: Constraints on chondrule-forming processes. Meteoritics. 1988. 23. P. 309-310.
4. Binns R.A. An exceptionally large chondrule in the Parnallee meteorite. Mineral. mag. 1967. 36. P. 319-324.
5. Семененко В.П., Гіріч А.Л. Мінералогічні особливості та генезис унікальної макрохондри метеорита Кримка (LL3.1). Доповіді Національної академії наук України. 2011. 11. С.107-114.
6. Семененко В.П., Шаркин О.П., Гирич А.Л. Необычные фрагменты в хондрите Саратов (L4). Тезисы докл., XXI Всес. мет. конф., Миасс. 1990. С. 178-179.
7. Семененко В.П., Гіріч А.Л., Кичань Н.В. Структурно-мінералогічна характеристика метеорита з умовною назвою «Велика Балка» Мінералогічний збірник. 2018. 68. № 1. С. 146-148.

ЗДОБУТКИ ТА ВТРАТИ КОСМІЧНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ В 1991-2021pp.

Семененко В.П.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, virasem@i.ua

ACHIEVEMENTS AND LOSSES OF COSMIC MINERALOGY IN UKRAINE IN 1991-2021.

Semenenko V.P.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, virasem@i.ua

A brief review of achievements and losses of cosmic mineralogy in Ukraine in 1991-2021 is given. The achievements in study of meteorites are mainly connected with international cooperation due to financial support of Western countries scientific organizations. The losses are caused by lack of basic understanding among the Ukrainian political elite of importance and necessity of fundamental science supporting for development and prosperity of the country.

За роки існування України як самостійної держави, а не в складі СРСР, космічна мінералогія зазнала явних здобутків і суттєвих втрат. Здобутки зумовлені виходом космічної мінералогії на міжнародний рівень завдяки «протягнутій руці допомоги» економічно розвинутих країн світу, особливо в перше десятиліття пострадянського періоду. Втрати пов'язані головним чином з нерозумінням правлячої верхівки важливості наукових досліджень для соціально-економічного та інтелектуального прогресу країни. Це зумовило десятикратне скорочення фінансування науки, різке зменшення кількості та професійного рівня науковців, а також деградацію і так слабкої науково-технічної бази. Зупинимось на них детальніше.

Здобутки космічної мінералогії. 1. Можливість прямого зв'язку з закордонними колегами без посередництва Москви для реалізації науково-дослідних програм та обміну зразками метеоритів. 2. Проведення спільних з західними колегами досліджень метеоритів, особливо унікального українського метеориту Кримка, за допомогою сучасної інструментальної бази в провідних наукових центрах світу: в Національному музеї Природознавства Франції (Париж), в Смітсонівському Інституті США (Вашингтон), в Інституті Планетології Німеччини (Мюнстер). 3. Публікація важливих наукових результатів у провідних фахових журналах світу: *Meteoritics & Planetary Science*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *Mineralogical Magazine*. 4. Отримання від Росії та головним чином західних інституцій Франції, Німеччини, США та Польщі грантів на участь у міжнародних конференціях у Чорноголовці Московської обл., Єкатеринбурзі, Вашингтоні, Парижі, Мюнстері, Римі, Берліні та Кракові. 5. Обмін метеоритними зразками з метеоритними колекціями світу і відповідне розширення колекції метеоритів Науково-Природничого музею Національної академії наук України, яка збагатилась рідкісними зразками.

Втрати космічної мінералогії. 1. Зменшення центрів вивчення космічної речовини в Україні. Сучасні дослідження в області космічної мінералогії зосереджені лише в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, хоча раніше вони проводились також на геологічному факультеті Львівського держуніверситету, який був єдиним у СРСР, де студентам викладався курс космічної мінералогії доцентом А.А. Ясінською. 2. Зменшення штатних посад у структурних одиницях Інституту. Як армія, яка дієздатна лише тоді, коли в ній наявний повний спектр від солдата до генерала, так і науковий відділ потребує повного штату від лаборанта-техніка до наукового співробітника. На даний період у відділі космоекології та космічної мінералогії ІГМР НАН України залишився лише один інженер, а решта – наукові співробітники. 3. Втрата фінансового забезпечення для наукових відряджень, організації та участі в наукових конференціях навіть у межах України. Відсутність можливості брати участь у безпосередніх дискусіях не лише притупляє думку, але і не сприяє розвитку нових ідей та бажанню втілювати їх. До 1991 р. відділ ядерної геохімії та космохімії Інституту геохімії та фізики мінералів та Комітет по метеоритам АН України мали змогу проводити Всесоюзні симпозиуми по космохімії та метеоритиці у різних містах України раз на два роки, а їх наукові результати друкувати у черговому збірнику з космохімії й метеоритики. Через рік відбувались також Всесоюзні метеоритні конференції, які організовував Комітет по метеоритах СРСР. 4. Різке звуження можливості в організації польових робіт. Проведення в минулому метеоритних і космохімічних експедицій на Сіхоте-Аліні, Памірі, Кавказі, Алтаї, в Саянах, а також у районі Тунгуської катастрофи сприяло збагаченню на експозиційний та дослідницький космічний матеріал, як метеоритної колекції Національного Природничого музею Академії наук, так і дослідників. 5. Відхід високопрофесійних спеціалістів та різке зниження кількості досить бідного за радянських часів науково-технічного обладнання, що унеможливило проведення прецизійних досліджень відповідно до вимог сучасності. 6. Пониження вимог до професійного рівня кандидатських і докторських дисертацій, а також наукових співробітників зумовило часткову деградацію нової генерації дослідників. 7. Відсутність фінансування комунальних послуг, в першу чергу обігріву приміщень Інституту в осінне-зимовий період (рисунок) є порушенням державними органами Кодексу закону про працю і вагомою втратою 30-літнього періоду.

Акцентуючи увагу на здобутках та втратах космічної мінералогії за період 1991-2021 рр, неможливо не відмітити повну ліквідацію напряму космохімічних досліджень, заснування якого в 1969 р. в Інституті геохімії і фізики мінералів АН України та успішний розвиток пов'язаний з іменем академіка Е.В. Соботівича. На жаль, Чорнобильська катастрофа, а також відсутність “відданих космосу” науковців, зумовили повну переорієнтацію космохімічних досліджень на вирішення актуальних проблем екології. У 2017 р. в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН України єдиний в нашій країні відділ ядерної геохімії та космохімії був розформований.



Рисунок - Умови праці в кімнаті оптичної мікроскопії відділу космоекології та космічної мінералогії. Без коментарів.

Висновок. Чи є надія або можливо впевненість у кращому майбутньому науки тисячоліття — космічної мінералогії? Звичайно є! Метеорити падали, падають і будуть падати на Землю, а в Україні народжувались, народжуються і будуть народжуватись діти, для яких пізнання космічних таємниць є непереборною сутністю їхнього існування.

УТВОРЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЯ ДОМІШКОВИХ КЛАСТЕРІВ В ЛУЖНИХ ПОЛЬОВИХ ШПАТАХ

Таращан А.М., Таран М.М., Лунашко Т.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, antarashchan@gmail.com

FORMATION AND EVOLUTION OF IMPURITY CLUSTERS IN ALKALINE FELDSPARS

Tarashchan A.N., Taran M.M., Lupashko T.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, antarashchan@gmail.com

The kinetics of thermo- and radiation-stimulated transformations of dimeric clusters $[Pb^{+}-Pb^{2+}]^{3+}$, as one of the latest products of the structural evolution of amazonite, are considered. Their formation is due to a complicated post-crystallization process, starting with metasomatic transformation of potassium feldspars. Further chemical evolution of the structure is caused by radiation-stimulated diffusion, depertization, ion exchange and other processes.

За відповідних термодинамічних умов мінералоутворювального середовища (температура, тиск, хімічний склад) мінерал має чітко визначену рівноважну структуру кристалу, а їх зміни призводять до порушень цієї рівноваги і супроводжуються розпадом твердих розчинів, поліморфними перетвореннями і позиційним розупорядкуванням. Внаслідок цих фазових перетворень формуються багаточисленні нанодефекти і мікроструктури, які суттєво впливають на утворення, концентрацію та характер розподілу спектроскопічно активних домішкових і електронно-діркових центрів та їх більш складних агрегатів в структурі мінералів, зокрема, і в лужних польових шпатах.

Чисельні дослідження спектроскопічних властивостей (ЕПР, оптичне поглинання, люмінесценція) показали, що атоми Pb різної валентності можуть утворювати в структурі калієвого польового шпату різні типи агрегатних центрів – кластерні пари один з одним або з іншими домішковими атомами. Одним з таких димеризованих кластерів $[Pb^{+}-Pb^{2+}]^{3+}$ виявлений методом ЕПР в амазоніті [1]. Розташовуючись в мікрокліна в двох структурних сусідніх позиціях K^{+} іони Pb^{2+} знаходяться один від одного на відстані приблизно 4.0 Å, при якій між ними може виникнути обмінна взаємодія. Це відбувається в разі, коли при рентгенівському або γ -опроміненні один з іонів Pb^{2+} внаслідок захоплення електрона переходить в одновалентний стан. В результаті виникає обмінно-пов'язана пара $[Pb^{+}-Pb^{2+}]^{3+}$, заряд якої компенсується утвореним при цьому дірковим центром $Al - O^{-} - Al$.

Як відомо, амазоніти повністю знебарвлюються при нагріванні до 500–550 °C [2]. При цьому різне їх забарвлення за інших рівних умов характеризується неоднаковою термічною стійкістю: при одних і тих же значеннях температури велика швидкість знебарвлення властива зеленим амазонітам, в оптичних спектрах яких значно вища відносна інтенсивність

смуги поглинання 700–750 нм. Дослідження залежності інтенсивності від температури основної смуги поглинання 625 нм синювато-зеленого і блакитного амазонітів показало, що весь процес термічного знебарвлення тут є двоступеневим.

Перша ділянка спаду поглинання спостерігається в інтервалі температур 300–350 °С, що збігається з температурною областю руйнування $Al - O^- - Al$ центрів (рис.1а, 1), друга – з руйнуванням центрів $[Pb^+ - Pb^{2+}]^{3+}$ і повним знебарвленням амазоніту при температурі 500–550 °С (рис. 1а, 2).

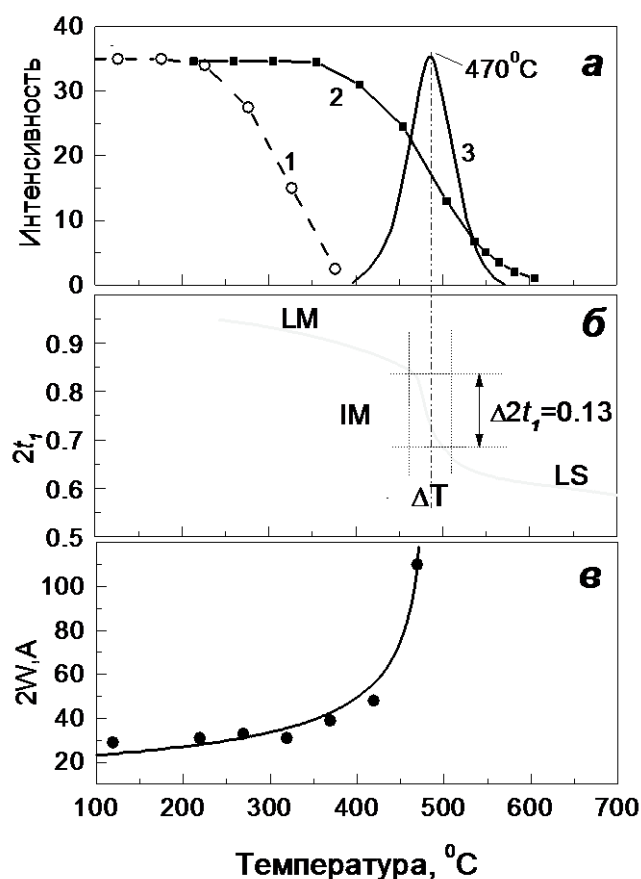


Рисунок 1 - **а** – Залежність інтенсивності ліній ЕПР центрів $Al - O^- - Al$ (1) і кривих ТЛ димерних кластерів $[Pb^+ - Pb^{2+}]^{3+}$ (2) амазоніту від температури прожарювання; пік ТЛ прожареного при 900 °С і рентгенізованого амазоніту (електронний центр Pb_K^{2+}) (3); **б** – Залежність упорядкування ($2t_1$) КПШ від температури. Інтервал T відповідає кросоверу – стрімкого зростання $2t_1$ [3]; **в** – Температурна залежність товщини двійникових стінок (кордонів між двійниками).

Після короткочасного нагрівання зеленувато-блакитних амазонітів до 500 °С їх колір можна частково відновити рентгенівським або γ -опроміненням. При подальшому підвищенні температури прогріву відбувається незворотне руйнування центрів забарвлення. Початкові етапи дисоціації димерного кластера $[Pb^+ - Pb^{2+}]^{3+}$ чітко простежуються по зміні двох параметрів в рентгенізованих зразках амазоніту після прожарювання: 1) концентрації одиночних іонів Pb^{2+} або домішково-вакансійних диполів $Pb_K^{2+} - V_K^-$, що фіксується по інтенсивності полоси 250 нм в спектрах дифузного відбиття та 2)

збільшенні концентрації центрів Pb_K^{2+} (полоса люмінесценції 860 нм) і появі на кривих ТЛ піку 460–470 °С (рис. 2).

Подальше підвищення температури прожарювання призводить до практично лінійної залежності і інтенсивності ІЧ-смуги і інтенсивності піку ТЛ 460 °С (рис. 3). Звертає на себе увагу факт збігу температурної області максимального зменшення концентрації центрів амазонітового забарвлення і температурного інтервалу стрімкого зростання упорядкування 2t1 (кросовера) (рис. 1б). В цю температурну область потрапляє і максимальна зміна міждоменних стінок (рис. 1в), що приводить до розмиву міждоменних кордонів і, в свою чергу, значно збільшує катіонну дифузію в решітці польового шпату.

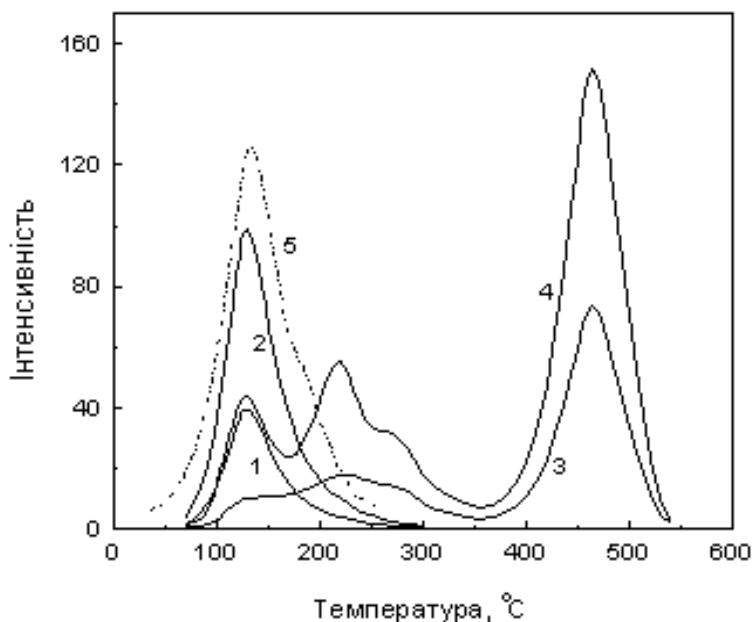


Рисунок 2 - Зміна кривих ТЛ кристалів амазоніту в результаті їх прожарювання на повітрі при різних температурах протягом 30 хв. і γ -опроміненні дозою 10^7 рад: **1** – природний зразок; **2** – 550 °С; **3** – 800 °С; **4** – 950 °С; **5** – прожарений у водних парах в автоклаві при 800 °С і 1000 атм. Монохроматичні криві ТЛ зняті в смузі 460 нм.

Разом з тим, прожарювання того ж зразка в водних парах в автоклаві при температурі 800°С і тиску 1000 атм. не викликає практично ніяких змін на кривій ТЛ (рис. 2, 5). При цьому, амазоніт не втрачає своє зеленувато-блакитне забарвлення. Це може свідчити про те, що при нормальному тиску процес знебарвлення амазоніту, показаний на рис. 2, 2а, відбувається внаслідок незворотнього дифузійного руйнування димерних кластерів $[Pb^+-Pb^{2+}]^{3+}$, а при високому гідростатичному тиску цей процес сильно загальмований.

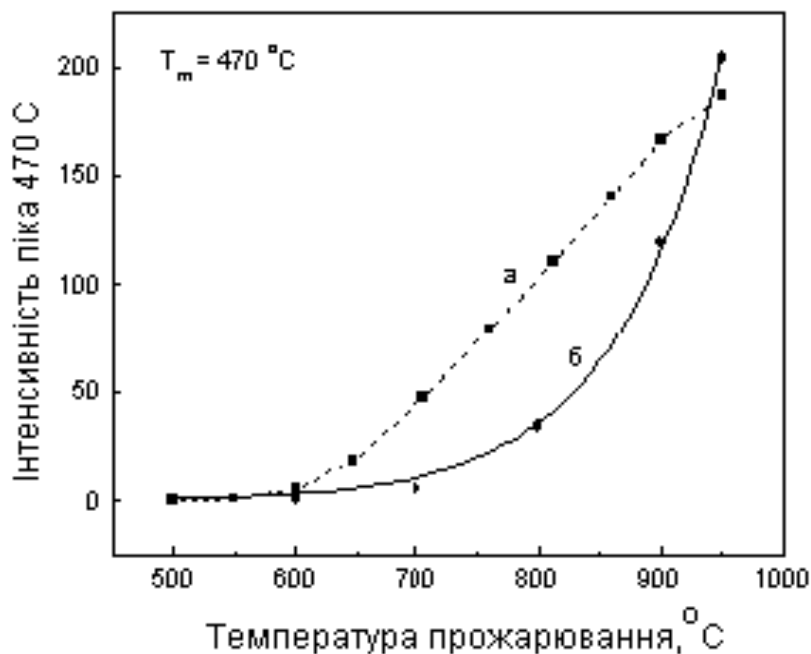


Рисунок 3 - Залежність інтенсивності смуги фотолюмінесценції $\lambda_{\text{max}} = 860$ нм (а) і піка термолюмінесценції $T = 470$ °C (б) від температури прожарювання зеленувато-блакитного амазоніту (Кейви, Кольський півострів). Спектри фотолюмінесценції фіксувалися після того, як кожен зразок прогрівався при певній температурі протягом 10 хв, охолоджувався до кімнатної температури і піддавався γ -опроміненню дозою 10^7 рад).

Дослідження характеру змін люмінесцентних властивостей амазоніту при різних терморадіаційних впливах дозволило нам отримати додаткові докази прийнятності моделі центру амазонітового забарвлення у вигляді кластерної пари $[\text{Pb}^+ - \text{Pb}^{2+}]^{3+}$.

Література:

1. Petrov I., Mineeva R.M., Bershov L.V., Adel A. EPR of $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ mixed valence pairs in amazonite-type microcline. Amer. Mineral. 1993, 78, P. 500-510.
2. Платонов А.Н., Рокачук Т.Н., Таращан А.Н., Щербаков И.Б. О связи термолюминесцентных свойств минералов полевых шпатов с их структурными особенностями. Геол. Журнал. 1971, №2, С. 92-95
3. Мельников В.С. Трансформация твид-структуры ортоклаза в решетчатый микроклин. Минерал. журн. – 2005, Т. 27, N 2, С. 9-31.

ОЗНАКИ ЗВІТРЮВАННЯ ХОНДРИТА МАРКОВКА (Н4)

Ширінбекова С.Н., Литвиненко Ю.О., Канунікова Л.І.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, svetlana_shirinbekova@ukr.net; Lisick8@gmail.com; kanunikova59@gmail.com

WEATHERING FEATURES OF THE MARKOVKA CHONDRITE (H4)

Shyrinbekova S.N., Lytvynenko Yu.A., Kanunikova L.I.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, svetlana_shirinbekova@ukr.net; Lisick8@gmail.com; kanunikova59@gmail.com

Initial chemical, structural and mineralogical characteristics of the Markovka ordinary chondrite (H4) from the meteorite collection of the NAS of Ukraine were altered under terrestrial conditions. The main weathering factors of the Markovka meteorite are long-term exposure to the natural soil conditions in the arid extreme continental climate, high content of Fe-Ni metal and increased fracturing of the meteoritic matter. For the first time, the Markovka chondrite has been classified as moderately altered according to W2 weathering grade. In the chondrite matter, the spatial relationship between shock metamorphic effects and weathered structures is confirmed.

Вступ. У закордонній науковій літературі наведені відомості про історію і обставини знахідки звичайного хондрита Марковка (Н4, знахідка з 1967 р., Алтайський край, РФ), відображені результати його мінералого-петрографічного і хімічного вивчення [1-3], здійснені сучасні інструментальні дослідження речовини [4-6]. Проте залишається недостатньо вивченим звітрий зразок цього метеорита, що надійшов до метеоритної колекції Національного науково-природничого музею (ННПМ) НАНУ завдяки зусиллям наукової експедиції Комітету по метеоритах АН УРСР у 80-ті роки 20 ст. [7].

Перспективність вивчення корозійних змін хондрита Марковка зумовлено високою науковою цінністю його речовини, як унікального джерела інформації про ранні процеси у газопиловій туманності, про термальну історію материнських тіл хондритів. Цим визначено необхідність збереження метеорита у лабораторних і музейних умовах.

Мета роботи – дослідити структурно-мінералогічні та хімічні зміни у речовині метеорита, визначити чинники його вивітрювання, класифікувати хондрит Марковка за стадією вивітрювання.

Об'єкти і методи. Структурно-мінералогічні і хімічні характеристики метеорита Марковка вивчалися у полірованому з 2-х сторін шліфі площею $\sim 3,5 \text{ см}^2$ за допомогою поляризаційних мікроскопів ПОЛАМ Р-312 та Nikon ECLIPSE LV100POL, растрового електронного мікроскопу JSM-6700F з енерго-дисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300 фірми JEOL (Японія) та електронно-зондового мікроаналізатору JEOL JXA-733, обладнаного хвильовим і енерго-дисперсійним спектрометрами (ЕДС). Сканувальне електронно-мікроскопічне вивчення метеоритного зразка здійснено у вторинних і відбитих електронах за напруги 20 кВ. Послідовну діагностику хімічного складу

первинних мінералів і продуктів звітрювання проведено за напруги 20 кВ і сили струму 20 нА, з діаметром зонду 1–3 мкм.

Результати. У зразку чітко проявилися первинні (хондритова текстура) і вторинні (структури ударного метаморфізму, корозії і вивітрювання) структурні елементи, які характеризують особливості еволюції речовини метеорита за космічних і земних умов. Метеоритна речовина складається з олівіну, піроксену, плагіоклазу, маскелініту, нікелістого заліза (Fe,Ni) – камаситу і теніту, троїліту, хроміту, а також гідроксидів заліза. Попередні дослідники діагностували гетит і бравойт [1, 2], магеміт і арагоніт [6]. Бурий колір зразка зумовлений широким розвитком гідроксидів заліза унаслідок звітрювання за природних умов. Структури звітрювання – оксидні жили і прожилки, оксидні оболонки, псевдоморфози наявні у всіх структурних складових метеорита: переважно у матриці, у зернах Fe,Ni-металу, рідше троїліту, незначною мірою у хондрах. У звітрілій речовині утворилися численні корозійні пори і ямки. Псевдоморфози по Fe,Ni-металу становлять дисперсні суміші гідроксидів заліза, характеризуються неоднорідно сірим забарвленням, тонкою зональністю і коломорфною будовою. Варіації вмісту NiO у корозійних продуктах зумовлені заміщенням обох фаз Fe,Ni-металу, що різняться за концентрацією Ni. За ЕДС даними псевдоморфози лімоніту по камаситу містять у середньому (4 ан., у дужках – межі вмісту, мас. %) FeO 62,78 (52,9–69,6), NiO 5,4 (4,87–5,84). Звітрювання метеорита Марковка зумовлено електрохімічною корозією зерен нікелістого заліза за природних умов, відповідно до схеми корозії Fe,Ni-металу метеоритів різних типів, запропонованої В. Бухвальдом і Р. Кларком [8].

Підтверджено пріоритетність звітрювання камаситу у зернах зонального теніту та уздовж фазової межі у зростках з троїлітом; направленість процесу заміщення Fe,Ni-металу від периферії усередину зерен. Катаклазовані зерна троїліту, як окремі, так і зростки з Fe,Ni-металом і хромітом, значно менше звітрилися, переважно уздовж тріщин і по площі зсередини зерен.

Протяжні зональні оксидні жили і тонкі прожилки розповсюдилися у тріщинуватій силікатній матриці, а також пронизують хондри, утворюючи сіточки у мінеральній речовині. Виявлено псевдоморфози лімоніту по включеннях Fe,Ni-металу у хондрах та поодинокі оксидну оболонку навколо хондри.

Продукти вивітрювання поширювалися у метеориті по ударно-метаморфічних структурах, що раніше спостерігалось в інших хондритах з колекції ННПМ НАНУ [9]. До таких структур належать: 1) структури крихкої деформації – значна тріщинуватість речовини, дроблення зерен; деформації зсуву у силікатах матриці і хондрах; 2) структури нагріву – полікристалічні зерна камаситу і троїліту, комірчаста структура плавлення, що, за даними [10], становить комірчастий мікрокаркас троїліту з силікатними зернами у комірках. Через втрату первинних структурних і хімічних характеристик суцільно звітрілі зерна непрозорих мінералів стають мало інформативними стосовно інтерпретації доземного етапу еволюції речовини метеорита.

Висновки. Основними чинниками вивітрювання хондрита Марковка є тривалий вплив природного ґрунтового середовища за аридних умов різко континентального клімату, високий вміст металу Fe-Ni у метеоритній речовині, для якого характерна хімічна і структурна неоднорідність. Підтверджено зв'язок між структурами ударного метаморфізму і звітрюванням у метеоритній речовині.

На підставі виявлених екзогенних змін метеоритної речовини, а саме: корозії і звітрювання > 20-60 % зерен нікелістого заліза і троїліту, оксидних жил і розгалужених прожилків, розповсюджених переважно у матриці, меншою мірою у хондрах, нами уперше класифіковано хондрит Марковка як помірно звітрілий у межах стадії W2, згідно зі шкалою вивітрювання звичайних хондритів [11].

Література

1. Лисенков Э. И., Иванова Г. М. О СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ КАМЕННОГО МЕТЕОРИТА "МАРКОВКА" // Метеориты Сибири: материалы к совещанию "Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита" г. Новосибирск, 14-16 апр. 1971 г. 1971. 39 с.
2. Лисенков Э. И., Иванова Г. М. Предварительные результаты исследования каменного метеорита Марковка // Метеоритика, 1973. Вып. 32. С. 95—99.
3. Дьяконова М. И., Харитонова В. Я. Петрографическое и химическое исследование метеоритов Полуямки и Ракиты и сравнение их с метеоритом Марковка // Метеоритика, 1975. Вып. 34. С. 57—64.
4. Куюнко Н. С., Алексеев В. А. Термолюминесцентные исследования метеоритов Маныч LL3 и Марковка H4 // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Девятнадцатая международная конференция. Москва, 24-26, Борок, 28 сентября 2018 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. 372 с. С. 197—200. ISBN 978-5-88918-053-1.
5. Guda L. V., Kravtsova A. N., Guda A. A., Kubrin S. P., Mazuritskiy M. I., Soldatov A. V. Comprehensive Investigation of Some Ordinary Chondrites Based on X-Ray Methods and Mössbauer Spectroscopy // Journal of Surface Investigation: X-ray, Synchrotron and Neutron Techniques. 2019. Vol. 13. P. 995—1004.
6. Voropaev S., Böttger U., Pavlov S., Hanke F., Petukhov D. Raman spectra of the Markovka chondrite (H4) // Journal of Raman Spectroscopy (IF 3.133) Pub Date : 2021-05-31 , DOI: 10.1002/jrs.6147
7. Семененко В. П., Гіріч А. Л., Русько Ю. О. Каталог метеоритів, що зберігаються в Національному науково-природничому музеї НАН України (на 1 січня 2007 р.). // Мінерал. журн. 2007. Т. 29, № 2. С. 72—82.
8. Buchwald V. F. Clarke R. S. Corrosion of Fe-Ni alloys by Cl-containing akaganeite (β -FeOOH): The Antarctic meteorite case // Amer. Miner. 1989. V. 74. P. 656—667.
9. Ширінбекова С. Н. Порівняльна характеристика ступеня вивітрювання хондритів з метеоритної колекції Національного науково-природничого музею НАН України // Зап. Укр. мінерал. тов-ва. 2008. Т. 5. С. 96—104.
10. Юдин И. А., Коломенский В. Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: Урал. НЦ АН СССР, 1987. 200 с.
11. Wlotzka F. A weathering scale for the ordinary chondrites // Meteoritics. 1993. Vol. 28. P. 460.

**ОСОБЛИВОСТІ МІКРОСКУЛЬПТУРИ І ХІМІЧНОГО СКЛАДУ
ЗВІТРІЛИХ ЗЕРЕН ОЛІВІНУ ПАЛАСИТУ БРАГІН**

Ширінбекова С.Н.¹, Литвиненко Ю.О.¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, Київ, Україна, svetlana_shirinbekova@ukr.net; Lisick8@gmail.com

**FEATURES OF MICROSCULPTURE AND CHEMICAL COMPOSITION OF
OLIVINE WEATHERED GRAINS OF THE BRAGIN PALLASITE**

Shyrinbekova S.N.¹, Litvinenko Yu.A.¹

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, svetlana_shirinbekova@ukr.net; Lisick8@gmail.com

Occurrence of thin morphologic types of weathering products on the surface of olivine grains from the Bragin pallasite are caused by selective corrosion of kamacite, slight corrosion of troilite, as well as inclusions of native copper. Corrosion layers of secondary iron oxyhydroxides are dominate, pentlandite are less spread. We assume the presence of rare globular aggregates of Cl-containing akaganeite, with chlorine content up to 4.42 wt. %. To ensure the long-term storage and preservation of the Bragin pallasite samples it is necessary to monitor the chlorine content in the weathering products.

Вступ. На поверхні зерен олівіну паласитів знайдені первинні та вторинні скульптурні елементи, які виникли відповідно під час кристалізації мінералів у космосі та протягом космічного і земного етапів еволюції метеоритної речовини [1]. Поширеність продуктів земного вивітрювання, які є вторинними скульптурними елементами, на метеоритних зразках залежить від земної історії метеоритів. Актуальність вивчення звітрілих зерен олівіну паласиту *Брагін* (знахідка 1810 р., Білорусь) з метеоритної колекції Національного науково-природничого музею (ННПМ) НАН України [2] зумовлено необхідністю збереження його зразків у лабораторних і музейних умовах.

Об'єкти і методи. З монофракції паласиту Брагін за допомогою бінокуляр маркі МБС-10 відібрано чотири звітрілих з поверхні зерна олівіну різної форми і забарвлення. Для вивчення їхньої мікроскульптури і хімічного складу застосовано електронно-мікроскопічний і рентгеноспектральний методи, з використанням растрових електронних мікроскопів фірми JEOL (Японія): а) JSM-6700F з енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300 (ІГМР НАНУ); б) JSM-6490 LV, обладнаного енергодисперсійним спектрометром маркі INCA Penta FETx3 Oxford Instruments (ДУ «ІГНС НАНУ»).

Результати. Поверхневі продукти вивітрювання (надалі ППВ) представлені: а) тонкозернистими, нерідко шаруватими оксидними кірками (рис. 1, а); б) крихкими дисперсними оксидними плівками і кірками, які розбиті радіальними і кільцевими тріщинами на блоки дегідратації (рис. 1, б); в) рідкісними кулястими утвореннями (рис. 1, в); г) сумішшю тонкозернистих і дисперсних ППВ (рис. 1, г). За вмістом SiO₂, MgO і FeO (таблиця 1) олівін близький до олівіну інших паласитів [3]. Олівін та ППВ характеризуються

постійно підвищеним вмістом P_2O_5 , що у середньому становить 3,24 мас. % і 3,93 мас. % відповідно. Це вказує на фосфористий різновид олівіну, про наявність якого у паласитах, у т. ч. метеориті Брагін, повідомлялося раніше [3-5]. Виявлено підвищений вміст SO_3 в олівіні і поверхневих корозійних кірках, зіставний вміст SiO_2 , MgO в олівіні і тонкій тріщинуватій оксидній кірці по олівіну (табл. 1, ТОК). Крихкі, пористі скупчення тонкозернистих продуктів вивітрювання на олівіні складаються в основному із FeO , середній вміст якого становить 79,9 мас. % (табл. 1, Т/з ПВ); за хімічним складом вони подібні до шаруватої оксидної кірки (ШОК).

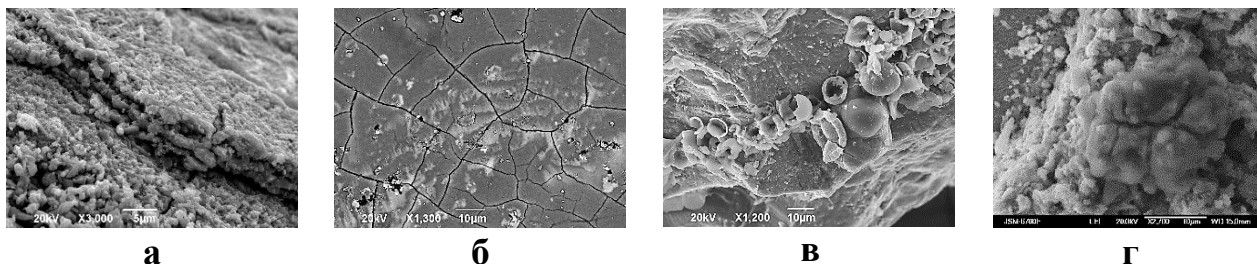


Рисунок 1 - Морфологія поверхневих продуктів вивітрювання зерен олівіну з паласиту Брагін: а – шарувата оксидна кірка (ШОК); б – дегідратована дисперсна корозійна кірка; в – кулясті скупчення; г – локальне мікрогорбкувате утворення, вкрите дисперсною плівкою (ДП); СЕМ зображення у вторинних (а, в, г) та відбитих (б) електронах.

На зерні олівіну сплющеної форми знайдено два морфологічні різновиди корозійних продуктів: тріщинувату, пласку дисперсну кірку, поширену здебільшого на фронтальній пласкій поверхні, та рідкісні кулясті агрегати, ланцюжки яких розвинуті на бічних ділянках зерна (рис. 1, в). За середнім хімічним складом (4 ан., мас. %): 87,3 FeO , 2,67 NiO , 0,12 CoO , 0,63 CuO , 0,22 MnO , 0,22 Cr_2O_3 , 3,46 P_2O_5 , 3,65 SO_3 , 0,11 MgO , 0,10 Cl - фронтальна дисперсна кірка відповідає суміші оксидів і гідроксидів заліза (лімоніту), утворених унаслідок заміщення камаситу. Ланцюжки кулястих агрегатів містять у середньому (6 ан., межі, мас. %): FeO 66,7 (53,4-81,0), NiO 4,89 (1,67-7,93), SO_3 16,5 (7,95-31,7), CoO 0,69 (до 1,42), Cr_2O_3 0,19, P_2O_5 3,33 (1,28-4,81), SiO_2 1,5 (до 3,6), MgO 0,97 (до 2,45), Cl 3,22 (1,66-4,42). Наявність кульок пов'язуємо з окисненням оболонки камаситу, а також тонкої плівки троїліту або його включень в олівіні. Оболонка камаситу є фрагментом $Fe-Ni$ каркасу паласитів, у комірках якого знаходяться зерна олівіну, відповідно до структури паласитів [3]. На нашу думку, за підвищеним вмістом хлору кульки відповідають Cl -вмісному акаганейту $\beta-FeO(OH,Cl)$. Подібні кульки акаганейту з вмістом до 5 мас. % Cl були знайдені на звітритій поверхні пластинок нікелістого заліза з атакситу Чінге [6], на зернах Fe,Ni -металу звичайних хондритів [7, 8]. Їхня наявність свідчить про залучення Cl з довкілля до процесу звітрювання речовини паласита Брагін і локальну активну корозію метеоритного Fe,Ni -металу. За високим вмістом S у кульках припускаємо утворення пентландиту за рахунок троїліту.

У складі локального мікрогорбкуватого агрегату тонкозернистих ППВ, вкритого дисперсною плівкою (рис. 1, г), домінують CuO , FeO і SO_3 (табл. 1, ДП), що вказує на звітрювання включень самородної міді і троїліту в олівіні.

Відомо, що за рахунок міді у метеоритах утворюються вторинні халькозин і ковелін [3, 9]; троїліт спочатку заміщується на пентландит, що у подальшому переходить у гетит і гідроgetит [10]. Очевидно, корозійний процес проходив за участю розчину сірчаної кислоти, що утворився унаслідок розкладання троїліту, відповідно до схеми [3]. За підвищеним вмістом хлору, подібно до кулястих утворень, припускаємо наявність Cl-вмісного акаганейту.

Таблиця 1 - Хімічний склад (мас. %) олівіну і поверхневих продуктів вивітрювання з паласиту Брагін

Ком-понент	Олівін		Т/з ПВ		ШОК		ТОК		ДП	
	Межі	Сер. (3)	Межі	Сер. (3)	Межі	Сер. (3)	Межі	Сер. (3)	Межі	Сер. (6)
Na₂O	0,0-0,56	-	0,0-0,8	-	0,17-2,23	1,18	0,0-0,54	-	13,6-27,1	21,4
MgO	22,7-43,6	32,9	1,07-4,88	3,05	0,03-2,07	0,85	29,7-35,8	33,6	0,0-2,97	0,81
Al₂O₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0-0,26	0,11	0	-	0,0-0,33	0,12
SiO₂	37,4-42,4	39,9	3,73-8,78	5,74	0,6-3,47	2,26	41,3-42,3	41,6	0,45-2,55	1,25
P₂O₅	1,47-5,14	3,24	2,82-4,96	4,17	1,19-6,81	3,91	3,28-3,96	3,72	0,0-2,96	1,14
SO₃	2,76-4,76	3,85	3,09-4,01	3,65	1,29-5,12	3,09	3,0-3,88	3,41	4,06-25,3	9,57
Cl	0,14-0,59	0,33	0,35-0,46	0,39	0-0,23	0,09	0,07-0,27	0,15	0,72-4,25	2,86
K₂O	0,0-0,26	-	0,0-0,32	-	0,0	0,0	0,04-0,18	0,12	0,25-0,68	0,49
CaO	0-0,27	-	0,0-0,81	-	0,0-0,28	0,17	0,21-0,44	0,32	0,62-2,31	1,01
Cr₂O₃	0,0-0,27	0,10	0,05-0,74	0,29	0,0-0,08	-	0,06-0,10	0,07	0,0-0,27	0,05
MnO	0,0	-	0,0	-	0,0	-	0,0	-	0,0-0,10	0,03
FeO	9,68-27,1	18,5	73,1-83,8	79,9	78,4-94,6	86,5	12,9-21,2	15,8	3,79-11,5	5,78
CoO	0,0-0,21	0,12	0,24-0,49	0,33	0,0	0,0	0,11-0,30	0,21	0,0-0,24	0,12
NiO	0,13-0,76	0,38	0,91-1,42	1,13	0,47-0,77	0,63	0,25-0,35	0,29	0,0-0,67	0,40
CuO	0,24-0,40	0,32	0,35-0,90	0,68	0,91-1,57	1,22	0,0-1,04	0,45	37,2-67,1	55,0

Примітка. Т/з ПВ – пористі тонкозернисті продукти вивітрювання; ШОК – шарувата оксидна кірка; ТОК – тонка тріщинувата оксидна кірка; ДП – дисперсна плівка на продуктах вивітрювання самородної міді. Сер. (3/6) – середнє значення, у дужках - кількість аналізів. Прочерк – не визначали.

Висновки. Утворення поверхневих корозійних продуктів на зернах олівіну паласиту Брагін зумовлено окисненням Fe-Ni каркасу, тріщинуватістю і

крихкістю, що виникли внаслідок ударно-метаморфічних змін його речовини. Пріоритетна корозія камаситу, незначною мірою троїліту, а також включень самородної міді зумовила утворення тонких морфологічних різновидів продуктів вивітрювання на зернах олівіну. Найбільше поширилися корозійні кірки вторинних оксидів-гідроксидів заліза, меншою мірою пентландиту. Припускаємо наявність СІ-вмісного акаганейту у вигляді кулястих агрегатів, що слід враховувати під час зберігання метеоритних зразків.

Література

1. Семененко В. П., Квасниця І. В., Алексєєва О. І., Ширінбекова С. Н. Особливості скульптури поверхні зерен мінералів у паласитах // Зап. Укр. мінерал. т-ва, 2008. Т. 5. С. 68—74.
2. Семененко В. П., Гіріч А. Л., Русько Ю. О. Каталог метеоритів, що зберігаються в Національному науково-природничому музеї НАН України (на 1 січня 2007 р.) // Мінерал. журн., 2007. Т. 29, № 2. С. 72—82.
3. Юдин И. А., Коломенский В. Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 200 с.
4. Горовенко Т. Скульптура поверхні та хімічний склад мінеральних зерен паласиту Брагін // Мінералогічний збірник, 2012. № 62. Вип. 1. С. 128—133.
5. Buseck P. R. Pallasite meteorites – mineralogy, petrology and geochemistry // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977. Vol. 41. P. 711—740.
6. Ширінбекова С. Н., Семененко В. П. Особливості селективного вивітрювання атакситу Чінге // Зап. Укр. мінерал. тов-ва, 2006. Т. 3. С. 196—199.
7. Кичань Н. В., Ширінбекова С. Н., Сливінський В. М. Структурно-мінералогічні особливості нікелістого заліза метеорита Галків // Зап. Укр. мінерал. тов-ва, 2009. Т. 6. С. 70—76.
8. Ширінбекова С. Н. Тонкі морфологічні особливості продуктів земного вивітрювання в метеоритах // Мінерал. журн., 2016. Т. 38. № 2. С. 33—45.
9. Юдин И. А. Микроскопическое исследование вторичных минералов метеоритов // Метеоритика, 1970. Вып. 30. С. 158—168.
10. Юдин И. А., Логинов В. Н., Резникова Л. А. и др. Вторичные минералы и структуры метеорита Царев // Метеоритика, 1983. Вып. 42. С. 55—65.

DEVONIAN LITHOSPHERIC MANTLE BENEATH THE EASTERN AZOV AREA OF THE UKRAINIAN SHIELD: RECONSTRUCTION BASED ON XENOCRYSTS FROM PIVDENNA, NOVOLASPYNSKA, NADIIA AND PETRIVSKA KIMBERLITES

Vyshnevskiy O.A.

M.P.Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, vyshnevskyy@i.ua

Reconstruction of Devonian subcratonic lithospheric mantle beneath the Eastern Azov Region (EAR) of the Ukrainian Shield, based on xenocrysts from Pivdenna, Novolaspynska, Nadiia and Petrivska kimberlites, is presented. The lithospheric thickness for the EAR of the Ukrainian Shield in Devonian time was approximately of 150 km with the upper mantle section of 90-100 km. The latter was mainly composed of garnet- and garnet-spinel lherzolites. In minor amounts garnet harzburgites, wherlites and pyroxenites, spinel lherzolites, Mg-eclogites were also present. Thermal state of the mantle was corresponding to a surface heat flux of above 40 mW/m².

It is generally accepted that kimberlite hosted deep-seated xenoliths and xenocrysts provide direct information on the nature of subcratonic lithospheric mantle (SCLM). During the last three decades a numerous studies has been undertaken to disclose the thermal state, composition and evolution of the upper mantle beneath the Kaapvaal, Slave and other Archean cratons globally, using mineralogical, petrological, geochemical and isotope data on mantle-derived substance.

Reconstruction of Devonian SCLM beneath the Eastern Azov Region (EAR) of the Ukrainian Shield was recently presented in [1]. The correctness of the proposed model induces a serious doubt, since it does not agree with well-known and reliable geological data. Firstly this concerns the estimates of equilibration P and T for mantle xenoliths and xenocrysts from the Azov diatremes, on which the further constructions of the authors are largely based. A high percentage of samples on a PT-diagram [1, Fig. 7] lie below graphite-diamond constraint. Such situation is typical to highly diamondiferous kimberlites. But those from the Azov area are diamond barren. Thus, we have an obvious contradiction: according to mineralogical criteria the Azov kimberlites should have a high content of diamonds, but the latter are actually absent in them (only three fragments of diamond of unknown origin, 0.1-0.2 mm in size, were found in the Nadiia pipe). The second inconsistency regards the lithosphere thickness. According to [1] the mantle section under EAR had a thickness >250 km in Late Devonian time. However, due to the latest geophysical values the whole lithosphere currently it is only of 150-160 km [2]. Consequently, in the Devonian it was the same, or even slightly thinner.

To understand the reasons for the observed inconsistencies, we undertook a reexamination of the available mantle substance from Azov kimberlites. Both, I. Ashchepkov's [1] and original data on major element chemistry of mantle-derived minerals were used. It is important to note that a comparison of mentioned datasets showed their identity.

Deep-seated xenoliths in the Azov kimberlites are very rare and, moreover, characterized by significant alteration of olivine and pyroxenes. For this reason, mainly xenocrysts (mostly garnets and clinopyroxene) and inclusions in them were used to clarify the composition of the lithospheric mantle under this area.

The vast majority (95%) of garnet xenocrysts in the Azov kimberlites is Mg-rich (Mg# 75.0-87.8, with an average of 83.1) and only 5% are Mg-Fe (Mg# 63.6-65.8, with an average of 64.6). According to the classification outlined in [3], 85.5% of garnets analyzed are lherzolitic (G9), 5.2% – eclogitic, 3.3% – lherzolitic/pyroxenitic (G9/G5), 2.6% – wherlitic (G12), 1.9% – harzburgitic (G10) and 1.5% – pyroxenitic (G4) (Fig. 1). It should be noted that harzburgitic garnets are only marginally sub-calcic and plot near the boundary with lherzolitic. A similar situation is with wherlitic, which plots near the upper boundary of lherzolite field. Eclogitic garnets reveal a Mg-number of 63.6-65.8, Na₂O – 0.06-0.10% and CaO – 6.4-6.9% that is characteristic to Mg- eclogites.

Three populations of clinopyroxene xenocrysts in the Azov kimberlites can be identified on the basis of Cr₂O₃-Al₂O₃ plot (Fig. 2): (1) Cr-diopside from garnet peridotites (>90% of all); (2) Cr-diopside from spinel peridotites (~3%); (3) Low-Cr clinopyroxene of non-peridotitic (pyroxenite, eclogite) paragenesis (~5%). The latter, given a low Na₂O content, most likely are from pyroxenites.

Chemistry of mineral inclusions in xenocrysts (Cr-spinel and Cr-diopside in pyrope, olivine and enstatite in Cr-spinel etc.) indicates their belonging to lherzolite paragenesis.

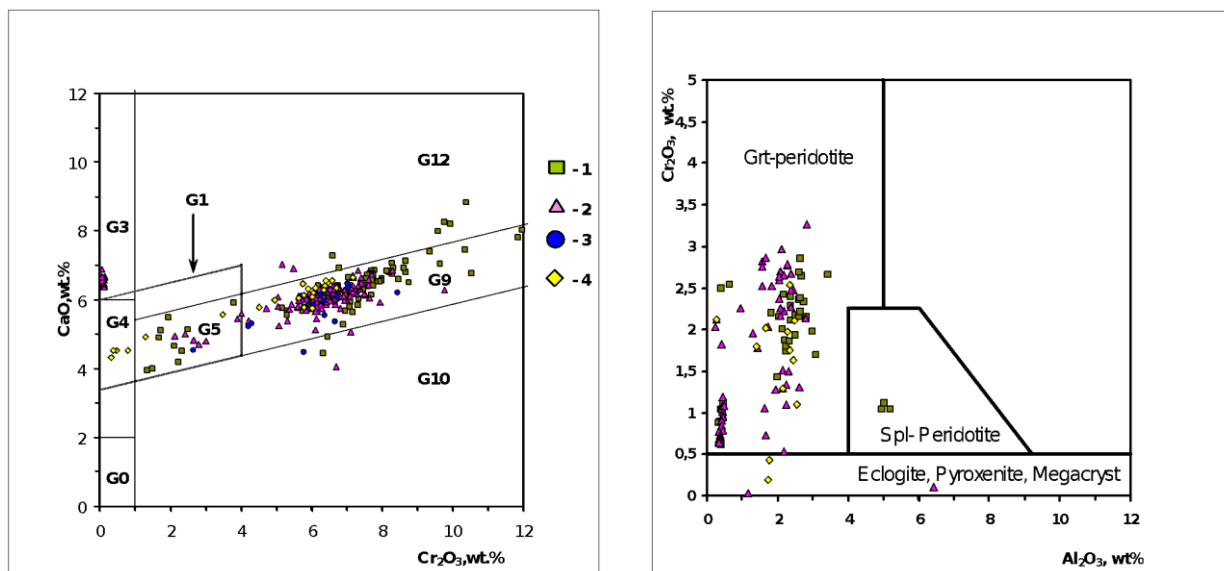


Figure 1 - CaO vs. Cr₂O₃ plot for garnet xenocrysts from Pivdenna (1), Novolaspynska (2), Nadiia (3), Petrivska (4) kimberlites. The compositional fields for garnet categories (G0-G12) according to [3].

Figure 2 - Cr₂O₃ vs. Al₂O₃ plot for clinopyroxene xenocrysts from the Azov kimberlites. The compositional fields after [4]. Symbols are the same as for Fig. 1.

To constraint the thermal state and thickness of the Devonian lithospheric mantle beneath the EAR of the Ukrainian shield the common petrological approach was applied. Pressures and temperatures of equilibration for xenocrysts suite from the

Azov kimberlites were estimated using a set of a single-grain and biminerall geothermometers and geobarometers. In particular, pressure–temperature estimates for Cr-diopside were obtained after the Cr-in-Cpx barometer and enstatite-in-Cpx thermometer of Nimis and Taylor [5], for pyrope - by algorithm proposed in [6].

Xenocrysts suite from the Azov kimberlites (pyrope, Cr-diopside, Cr-spinel) yield equilibration temperatures ranging between 800 and 1200°C, however, most samples, especially pyropes, reveal values of 950-1050°C. On P-T plot the value-points form a continuous field and lie above the graphite-diamond boundary (Fig. 3).

Estimated equilibration pressures for xenocrysts from the Azov kimberlites are in the range of 1.9-4.7 GPa. The maximum pressures (4.5-4.7 GPa) recorded by studied samples requires a minimum lithospheric thickness for the EAR in Devonian (the time of kimberlite magmatism) of approximately 150 km (Fig. 3). This thickness is similar to estimates based on geophysical data [2] which place the lithosphere-asthenosphere transition at ~ 150-160 km. Using the minimum and maximum equilibration pressure values for xenocrysts from the Azov kimberlites, the thickness of upper mantle section is established to be approximately of 90-100 km.

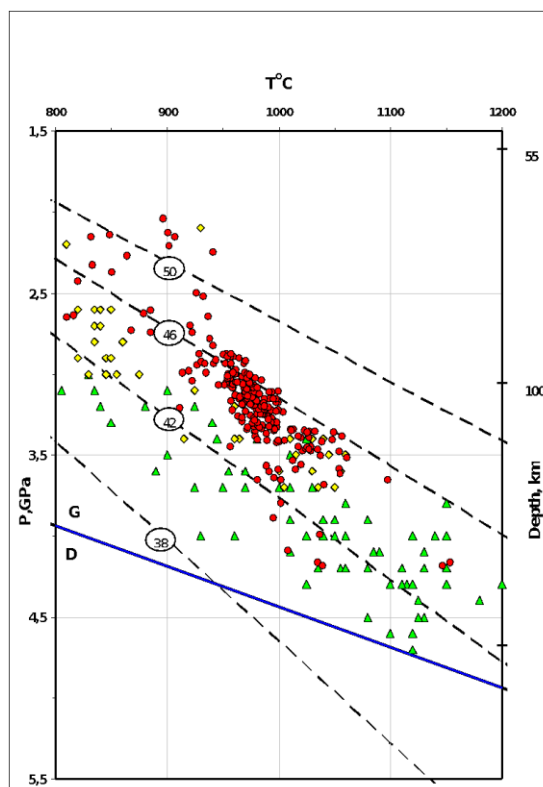


Figure 3 - Pressure–temperature estimates for garnet (circles) and clinopyroxene (triangles) xenocrysts, xenocryst-inclusion pairs (diamonds) from the Azov kimberlites.

Dashed lines – model conductive geotherms for surface heat flows of 38, 42, 46, 50 mW/m² after [7]; G\D – graphite-diamond transition after [8].

Summarizing the above it can be concluded:

1. Lithospheric mantle beneath the EAR of the Ukrainian Shield in Devonian time was mainly composed of garnet- and garnet-spinel lherzolites. In minor amounts garnet harzburgites, wherlites and pyroxenites, spinel lherzolites, Mg-eclogites were also present.

2. The lithospheric thickness for the EAR of the Ukrainian Shield in Devonian time was approximately of 150 km with the upper mantle section of 90-100 km. The thermal state was corresponding to a surface heat flux of above 40 mW/m².

3. Monomineral geobarometers calibrated by I. Ashchepkov seem to give significantly overestimated values of the equilibration pressures. This is the main reason for the inconsistency of the SCLM model beneath the EAR of the Ukrainian Shield presented in [1] with the available reliable geological data.

Literature

1. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Kalashnyk H.A., Medvedev N.S., Saprykin A.I., H. Downes, Khmelnikova O.S. Incompatible element-enriched mantle lithosphere beneath kimberlitic pipes in Priazov'ye, Ukrainian shield: volatile-enriched focused melt flow and connection to mature crust? // *International Geology Review*. – 2020. – DOI: 10.1080/00206814.2020.1761893.
2. Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита // *Геофиз. журн.* – 2010. – 32, № 2. – С. 3-27.
3. Grutter H. S., Latti D. and Menzies A. H. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry // *Journal of Petrology*. – 2006. – 47. – P. 801-820.
4. Ramsay R.R., Tompkins L. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil // *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths* (Meyer, H.O.A., Leonardos, O.H., Eds.). – CPRM Spec. Publ., Brasilia, Brazil. – 1994. – P. 329–345.
5. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2000. – 139. – P. 541–554.
6. Vyshnevskiy O.A. Compositional zoning in pyrope from sedimentary deposits of the Bug area (Ukraine): Implications for understanding their provenance. – *Mineral. Journ. (Ukraine)*. – 2020. – 42, № 3. – P. 17-26.
7. Hasterock D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2011. – 307. – P. 59–70.
8. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.* – 1976. – 81. – P. 2470–2476.

**ON THE PROVENANCE AND EXPLORATION VALUE OF
CR-DIOPSIDE FROM PALEOPROTEROZOIC, CENOZOIC AND
QUATERNARY SEDIMENTS OF THE RIGHT- BANK UKRAINE**

Vyshnevskiy O.A.

M.P.Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, vyshnevskyy@i.ua

The data on morphology, chemistry and distribution of chromium diopside in sedimentary deposits of the Right-bank Ukraine are presented. On the basis of detailed analysis it was concluded that detrital Cr-diopside from sediments of the Right-bank Ukraine are sourced from a number of ultramafic igneous rocks. However, most of studied samples of the Volyn area are assumed to be derived from the presently non-discovered here kimberlites or cognate lithologies, including diamondiferous. Given this, within the north-western slope of the Ukrainian Shield detrital Cr-diopside can reasonably be used as an indicator mineral in prospecting for diamonds.

Cr-diopside is a well-known kimberlite indicator mineral (KIM) widely and successfully used by geologist in exploration practice. However, this mineral is also occurs in many other crustal/mantle lithologies besides kimberlite, such as alkali gabbros, basalts, komatiites, syenites, carbonatites and ultrapotassic volcanics. For this reason, the determination of its provenance in sediments, especially in cases where it occurs alone (without other KIMs - pyrope, ilmenite, Cr-spinel), is rather difficult and the final decision is often ambiguous.

Currently within the Right-bank Ukraine Cr-diopside is known in Paleoproterozoic (diamondiferous conglomerates and sandstones of the Bilokorovychi depression), Cenozoic (sarmatian (N_1s_2) deposits of the Middle Bug area) and Quaternary (north-western slope of the Ukrainian Shield) sediments.

In Paleoproterozoic sediments Cr-diopside is very rare (only a few crystals have been extracted until now) while in Quaternary deposits it occurs quite often and its content varies from 1-2 to 10-20 grains per 0.002 m^3 of sample volume. Mostly these are emerald green individuals of 0.1-0.3, rarely 0.4-0.5 mm in size, medium to heavily rounded. Such a high degree of abrasion is a direct evidence of their long sedimentation history. In contrast, in Neogene of the Middle Bug area only one locality of detrital Cr-diopside is known. It is notable by high (up to 200 pcs per 0.002 m^3 of sample volume) content of Cr-diopside. Its angular grains, of about 0.5 mm in size, show no signs of mechanical wear and often form intergrowths with orthopyroxene, phlogopite, amphibole, and feldspar, which indicate the proximity of the source rocks. Such, as was suggested earlier [1], could be local phlogopite- and amphibole-bearing pyroxenites.

As well as morphologically, detrital Cr-diopside from Volyn and the Middle Bug areas significantly differ in chemistry. The first, when compared with the second, is more magnesian and sodic, less calcic and higher in TiO_2 , Al_2O_3 and Cr_2O_3 . Analysis of binary and ternary compositional diagrams (Fig. 1) clearly showed that Cr-diopside from sediments of the Volyn area, with the exception of a few, have an obvious similarity with those from kimberlites, while Cr-diopside from the Middle Bug region is far of this.

Some Cr-diopside samples from sedimentary deposits of the Volyn area has a certain similarity with Cr-diopside recently discovered in Bolyarka and Gubka intrusions of alkaline-ultramafic rocks located within the same territory. Given this, these or similar rocks can be considered as one of the possible primary sources of some detrital Cr-diopside in this area.

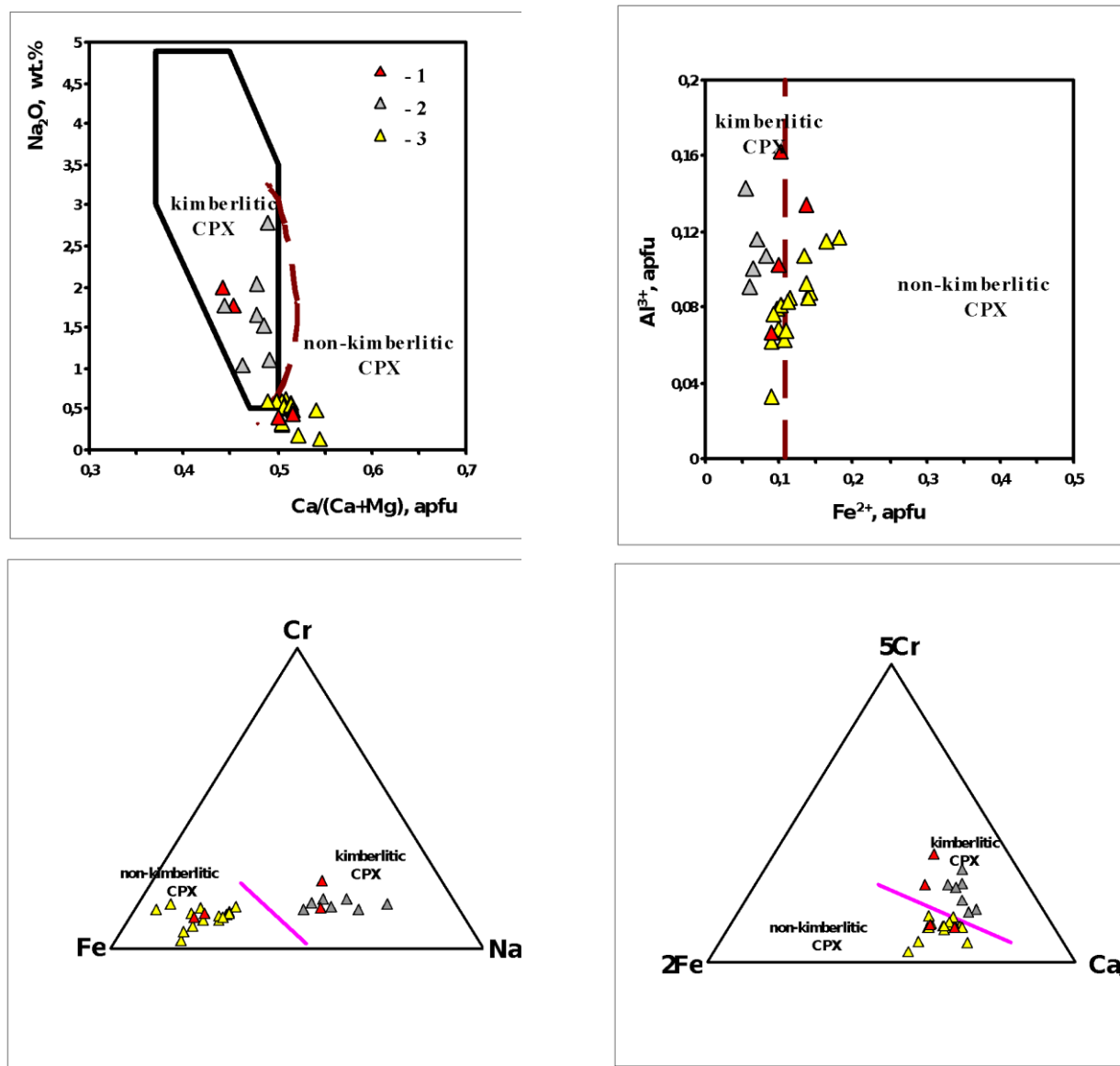


Figure 1 - Compositional plots for Cr-diopside from sedimentary deposits of the Right-bank Ukraine: 1 – paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Bilokorovychi depression ; 2 – quaternary sediments of the north-western slope of the Ukrainian Shield; 3 – sarmatian (N_1S_2) deposits of the Middle Bug area. Discrimination lines between kimberlitic and non-kimberlitic Cr-diopside after [2].

The pressure and temperature estimates for studied Cr-diopside ranges from 1.9 to 4.8 GPa and 770 to 1140°C respectively. These values clearly specify their deep-seated origin. Analysis of PT-diagram (Fig. 2) shows that points of Cr-diopside of the Bug area forms a uniform continuous field, which most likely indicates their single, or several identical root sources. On the contrary, for Cr-diopside of the Volyn area, both paleoproterozoic and quaternary, two fields are clearly outlined by depth (1.9-2.2 and 3.0-4.8 GPa). One sample from bilokorovychi conglomerates falls into the diamond stability field. Thus, it is quite obvious that detrital Cr-diopside of the Volyn

area originates from at least two lithologies derived from different depth. The deeper ones may be from the diamond-bearing upper mantle.

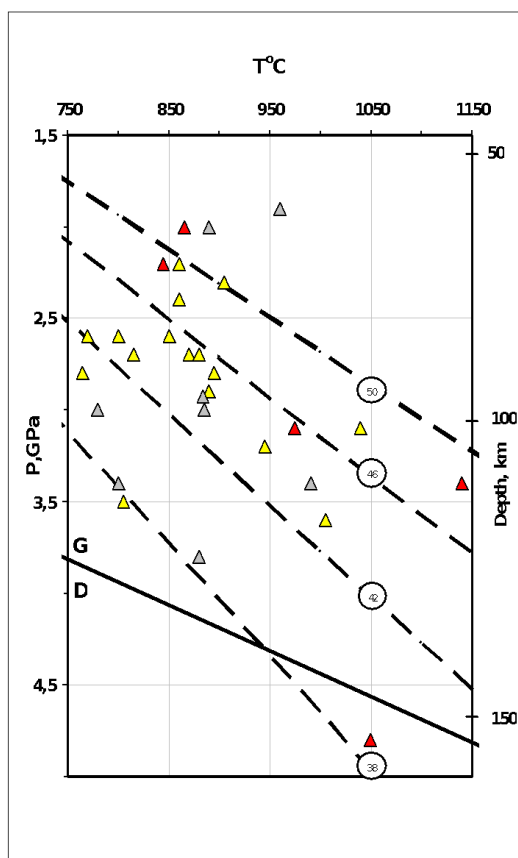


Figure 2 - Pressure-temperature estimates (calculated after the Cr-in-Cpx barometer and enstatite-in-Cpx thermometer of Nimis and Taylor [3]) for Cr-diopside from sedimentary deposits of the Right-bank Ukraine.

Dashed lines – model conductive geotherms for surface heat flows of 38, 42, 46, 50 mW/m² after [4]; G/D – graphite-diamond transition after [5]. The symbols are the same as for Fig. 1.

Summarizing the above it can be concluded that detrital Cr-diopside from sediments of the Right-bank Ukraine are sourced from a number of ultramafic igneous rocks. However, most of studied samples of the Volyn area are assumed to be derived from the presently non-discovered here kimberlites or cognate lithologies, including diamondiferous. Given this, within the north-western slope of the Ukrainian Shield detrital Cr-diopside can reasonably be used as an indicator mineral in prospecting for diamonds. In contrast, this mineral discovered in sediments of the Bug area exhibit lower values in pressure, is clearly of non-kimberlite origin and, therefore, is not of interest for diamonds exploration.

Literature

1. *Tsybal Yu.S.* Typomorphism of diamonds and accompanying minerals from sedimentary rocks of the western part of the Ukrainian shield // Kyiv, Naukova Dumka, 2014. – 207 p. (in Ukrainian).
2. *Quirt, D.H.* Cr-diopside (clinopyroxene) as a kimberlite indicator mineral for diamond exploration in glaciated terrains // In: Summary of Investigations 2004, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey. – 2004. – Paper A-10.
3. *Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. – 2000. – 139. – P. 541–554.
4. *Hasterock D., Chapman D.S.* Heat production and geotherms for continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. – 2011. – 307. – P. 59–70.
5. *Kennedy C.S., Kennedy G.C.* The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. – 1976. – 81. – P. 2470–2476.

SUPER REDUCED MINERAL PHASES IN CORUNDUM AGGREGATES FROM KIMBERLITE. THE DISCOVERY OF TERRESTRIAL GROSSMANITE

Yatsenko I.G.¹, Poberezhskyy A.V.¹, Bilyk N.T.², Bekesha S.N.², Stupka O.O.¹

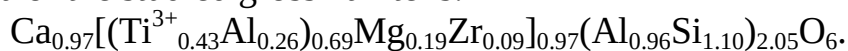
¹ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of
Ukraine, Lviv, Ukraine, yatsenko.ivan1000@gmail.com

² Ivan Franko National University of Lviv, Lviv, Ukraine, natbilik@gmail.com

Two varieties of corundum, as well as spherules with Al₂O₃ composition, were discovered in the kimberlites of the Karpiska-1 pipe. The most common variety is colorless corundum without impurities and included mineral phases. Ti-bearing corundum with melt pockets containing hibonite, carmeltazite and glass-like phases is the second variety. Spherical inclusions of Si-Cr-Fe intermetallic alloy also occur in this corundum variety. Grossmanite which is a member of the Ca clinopyroxene group has been recognized in some melt pockets within corundum aggregates. Previously, grossmanite was observed only in Ca-, Al-rich refractory inclusions (CAI) of meteorite.

An unusual variety of Ti-bearing corundum was first discovered in the kimberlite pipes of the eastern Azov region [1]. A characteristic feature of this mineral is the presence of enclosed exotic oxygen-free and oxide phases. Oxygen-free phases are represented by osbornite (TiN), khamrabaevite (TiC), wassonite (TiS), native iron, intermetallic alloys (Si-Fe, Si-Ti-Fe); oxide phases include hibonite, tistarite (Ti₂O₃), carmeltazite [1-7]. These phases can be formed under extremely reduced conditions [4, 5]. Moreover, all of these mineral phases are strongly unusual for terrestrial formations and are commonly found in extraterrestrial matter. However, over the last decade, a several occurrences of Ti-bearing corundum in basic, ultrabasic and alkaline-ultrabasic rocks have been described, which provides strong evidence of the terrestrial nature of the mineral and its relationship with deep-seated magmas [1-7].

We studied various types of corundum extracted from the heavy mineral fraction of kimberlites from the Karpinska-1 pipe. Corundum can be divided into two varieties. The main part of the corundum grains is a colorless variety without an admixture of titanium. This corundum is devoid of included mineral phases; however, on the surface of some grains glass-like reddish segregations of aluminum oxide are found (Fig. 1 a). Another variety is Ti-containing corundum, which is typified by the presence of oxide and oxygen-free mineral phases (Fig. 1 b, c; Fig. 2, table). Oxide phases are represented by hibonite and carmeltazite. Melt pockets have also been recognized that are made of grossmanite emplaced into an oxide-silicate glass-like matrix (Fig. 2). Grossmanite is a high-titanium Ca variety of clinopyroxene and was identified in Ca-, Al-rich refractory inclusions of Allende meteorite [8]. As far as we know, grossmanite has never been discovered in terrestrial rocks. The calculated empirical formula of the studied grossmanite is:



Oxygen-free phases in corundum are represented by spherical inclusions of Si-Cr-Fe intermetallic alloy. It should be noted that rare spherules with Al₂O₃ composition were also found in kimberlites (Fig. 1 d, e).

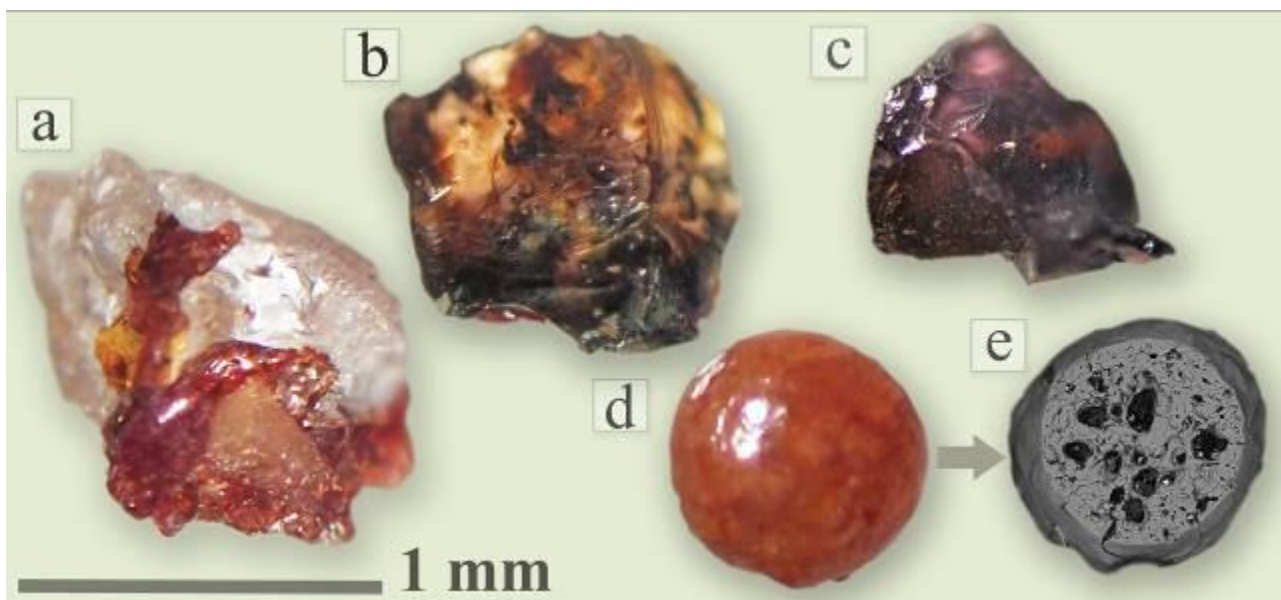


Figure 1 – Photomicrograph of corundum grains: a – colorless corundum with glass-like segregations; b, c – Ti-bearing corundum; d – spherule with Al_2O_3 composition; e – a cross-section of Al_2O_3 spherule with gas bubbles (BSE image)

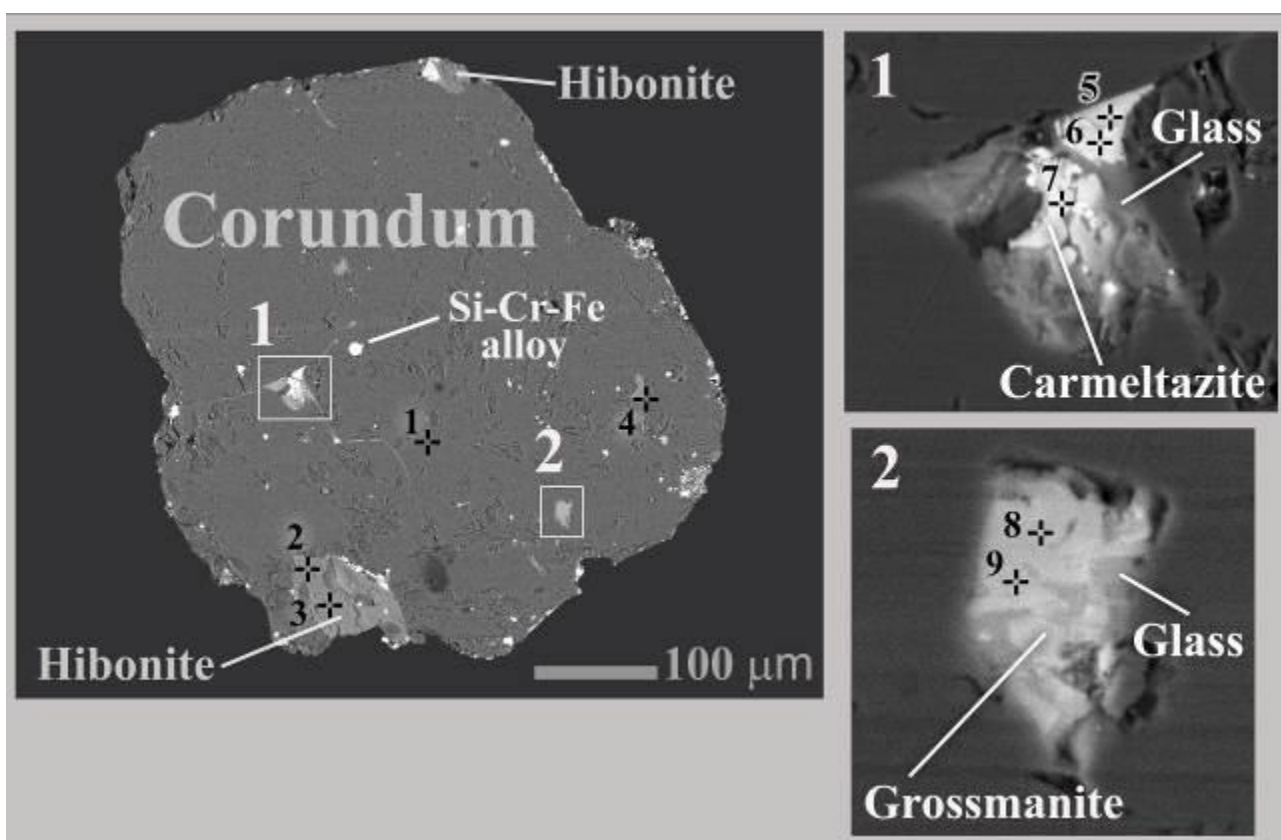


Figure 2 – BSE image of Ti-corundum grain with trapped mineral phases

Analysis of mineral phases in titanium corundum shows that the mineral was formed from an Al_2O_3 oversaturated melt under extremely reducing conditions at extremely high temperatures [4, 5, 9]. Together with corundum, other high-reduced mineral formations such as wustite, titanium-manganese-iron-silicate spherules, native Cu and Fe were found in the Karpinska-1 pipe. We assume that the formation of the super-reduced mineral association is associated with the processes taking place in the lowermost mantle [6].

Table – The composition of the minerals shown in the figure 2 (in wt. %)

Mineral	Corundum	Hibonite			Carmeltazite			Grossmanite	
Spot No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	–	–	–	1,83	–	–	1,06	29,98	28,63
Ti ₂ O ₃	0,88	5,51	6,04	8,62	50,16	51,55	47,7	12,54	13,24
Al ₂ O ₃	99,12	82,91	81,78	77,09	15,56	15,57	15,33	25,27	26,55
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	1,84	–	–
MgO	–	2,32	2,32	2,25	–	–	0,94	2,61	3,35
CaO	–	7,92	7,83	7,6	1,69	1,67	2,35	24,89	23,39
V ₂ O ₅	–	–	–	–	0,64	–	–	0,18	–
ZrO ₂	–	–	–	2,29	30,38	29,68	30,03	3,45	4,84
Sc ₂ O ₃	–	–	–	0	1,57	1,53	0,75	0,03	–
Ce ₂ O ₃	–	1,34	2,03	0,32	–	–	–	–	–
Y ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	1,05	–
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

References

1. *Tatarintsev V.I., Sandomirskaya S.M., Tsimbal S.N.* The first find of titanium nitride (osbornite) in the rocks of the Earth // *Dokl. Akad. nauk SSSR*, 1987. V. 296, № 6. P. 1458–1461.
2. *Tchaikovsky I.I., Korotchenkova O.V.* Explosive mineral phases of diamondiferous visherites of the Western Urals // *Litosfera*, 2012. № 2. P. 125–140.
3. *Xu X.Z., Yang J.S., Robinson P.T., Xiong F. H., Ba D. Z., Guo G. L.* Origin of ultrahigh-pressure and highly reduced minerals in podiform chromitites and associated mantle peridotites of the Luobusa ophiolite, Tibet // *Gondwana Res.*, 2015. Vol. 27, № 2. P. 686–700.
4. *Griffin W.L., Gain S.E.M., Adams D.T., Huang J.-X., Saunders M., Toledo V., Pearson N.J., O'Reilly S. Y.* First terrestrial occurrence of tistarite (Ti₂O₃): Ultra-low oxygen fugacity in the upper mantle beneath Mount Carmel, Israel // *Geology*, 2016. Vol. 44, № 10. P. 815–818.
5. *Griffin W.L., Gain S.E., Bindi L., Toledo V., Cámara F., Saunders M., O'Reilly S.Y.* Carmeltazite, ZrAl₂Ti₄O₁₁, a new mineral trapped in corundum from volcanic rocks of Mt Carmel, northern Israel // *Minerals*, 2018. V. 8, № 12.
6. *Yatsenko I.G., Skublov S.G., Levashova E.V., Galankina O.L., Bekesha S.N.* Composition of spherules and lower-mantle minerals, isotope-geochemical characteristics of zircon from the volcanoclastic facies of the lamproite pipe Mriya // *Journal of Mining Institute*, 2020. V. 242. P. 508–512.
7. *Yatsenko I.G., Skublov S.G., Bilyk N.T., Poberezhskaya I.V.* Inclusions in mantle corundum. Osbornite (TiN), silicides, native iron // *Proceedings of the 200th Anniversary Meeting of the Russian Mineralogical Society*. Saint Petersburg, 2017. Vol.1. P. 364–366.
8. *Ma C., Rossman G. R.* Grossmanite, CaTi₃+AlSiO₆, a new pyroxene from the Allende meteorite // *Am. Mineral*, 2009. V. 94, P. 1491–1494.
9. *Papike J.J., Simon S.B., Burger P.V., Bell A.S., Shearer C.K., Karner J.M.* Chromium, vanadium, and titanium valence systematics in Solar System pyroxene as a recorder of oxygen fugacity, planetary provenance, and processes // *Am. Mineral*, 2016. Vol. 101, № 4. P. 907–918.

УДК 552.16:552.574

ВИЗНАЧЕННЯ СТУПЕНЯ МЕТАМОРФІЗМУ ВУГІЛЬНОЇ РЕЧОВИНИ

Безручко К.А., Барановський В.І., Челкан В.В.

Інститут геотехнічної механіки ім. М.С. Полякова НАН України, м. Дніпро,
Україна, gvrvg@meta.ua

DETERMINATION OF THE DEGREE OF METAMORPHISM FOR COAL SUBSTANCE

Bezruchko K.A., Baranovskyi V.I., Chelkan V.V.

N. Poljakov Institute of Geotechnical Mechanics NAS of Ukraine, Dnipro, Ukraine,
gvrvg@meta.ua

A new method is proposed for determining the degree of coal substance metamorphism, the essence of which is the use of optical microscopy of lump sections of coal samples, followed by digital processing of the obtained data. The method was tested on coal samples of various ranks – from long-flame to anthracite. To characterize the degree of coal metamorphism, a new index of the gray shade intensity of macerals was applied on the photographic images of the lump sections of coal samples microscopically. Correlation of the proposed index with the classical ones of the degree of coal metamorphism – vitrinite reflectance is shown.

Класифікація вугілля потрібна для оцінки якості вугілля, вибору можливих та найбільш раціональних напрямів і технологій їх промислового використання. Основою класифікацій вугілля в більшості країн є показники метаморфізму. Термін метаморфізм використовується дослідниками, як найбільш визнаний у всьому світі в галузі вугільної геології та відповідно до сучасних міжнародних стандартів [1–3]. Метаморфізм – це незворотний процес послідовного підвищення вмісту вуглецю шляхом зміни хімічного складу, фізичних властивостей та внутрішньої будови викопного вугілля.

Жоден із фізичних, хімічних, технологічних або структурних показників вугілля не змінюється строго прямолінійно відповідно до ступеня вуглефікації вугільної речовини. Найбільш близькими до цієї тенденції є відбивна здатність вітриніту (R°), вихід летких речовин (V^{daf}) та вміст вуглецю (C^{daf}). Враховуючи, що вихід летких речовин і вміст вуглецю істотно залежать від петрографічного складу, відбивна здатність, що вимірюється за одним мінералом, є єдиним і найбільш надійним показником ступеня метаморфізму вугілля. Проте і цей показник не є ідеальним. Відбивна здатність окрім властивостей речовини вітриніту залежить від характеристик поверхні препарату та результату коагуляції гелю, утвореного різновідновленими фрагментами початкового рослинного матеріалу. Вугілля "відновлене" – умовний термін для позначення серед ізометаморфного вугілля одного басейну з однаковим вмістом груп мікрокомпонентів тих сукупностей, які характеризуються підвищеним вмістом водню, підвищеним виходом летких речовин і смоли напівкоксування, поліпшеною розчинністю в органічних розчинниках та кращою спіклівістю;

зниженими значеннями вмісту кисню, відбивної здатності, коефіцієнта заломлення. Це поняття виникло в Донецькому басейні, де були з'ясовані відмінності хімічних властивостей ізометаморфного кларенового вугілля, і все частіше згадується в дослідженнях вугільної геології [4]. Враховуючи вищесказане і в тренді сучасних світових тенденцій оптичних досліджень (цифрова комп'ютерна обробка мікрофотографій) нами запропонований новий метод оцінки метаморфізму, відновлюваності та петрографічного складу вугілля.

За допомогою відеооптичного комплексу (МБІ-11, НВ 200, програмне забезпечення Scope photo [5], ПК) робляться мікрофотографії поверхні вугільних препаратів – аншліф-брикетів, штуф-аншліфів та природних сколів. Розмір зображень 283 x 213 мкм (об'єктив 20^x; перехідна лінза 1,6; апаратне збільшення НВ 200).

Оскільки зразки вугілля різних марок мають різну відбивну здатність, а фотографії мають бути виразними та зробленими за одними апаратними налаштуваннями, експериментальним шляхом були підібрані наступні значення для програми Scope photo: Exposure - 48\3488; White balance-auto; Color-white/black; Gamma – 0,28; Satur – 42; Contrast – 97. Усі подальші дослідження проводяться шляхом цифрової обробки отриманих мікрофотографій в спеціалізованих комп'ютерних програмах.

Для апробації запропонованого методу були проаналізовані проби різних марок вугілля Донбасу та Львівсько-Волинського басейну. Було випробувано 26 вугільних пластів з 22 шахт. З двох поверхонь штуф-аншліфів кожної проби (нашарування та перетин) отримано по 10 мікрофотографій. Кожна мікрофотографія імпортувалася в програму Jmicrovision [6]. Ця програма дозволяє проаналізувати значення інтенсивності відтінків сірого кольору – ІС (діапазон змін 0–255, на відміну від 0,5–2,5 % при вимірі R°). Цей показник (ІС) пропонується на заміну показника відбивної здатності. Його значення можна зняти з певної площі препарату і в цій самій програмі провести статистичну обробку даних. Отримані значення стандартного відхилення (Std deviation), асиметрії (Skewness), ексцесу (Kurtosis), ентропії (Entropy) характеризують неоднорідність мінералів. Середнє (Mean) значення інтенсивності відтінків сірого кольору – запропонований показник ступеня метаморфізму.

Значення показника ІС доцільно отримувати не як середнє значення на будь-якій площі, а як одиничне значення в точці. В цьому випадку отримані в програмі статистичні дані представлені не гістограмою, а прямою вертикальною лінією з одним значенням показника на осі абсцис. Програма Jmicrovision в даному випадку знімає значення з одного пікселя, а один піксель за визначенням забарвлений в один колір (в даному випадку відтінок сірого кольору).

Точкове значення ІС позбавлено впливу неоднорідності мінералів на відміну від показників R° та ІС Mean і вирішує саме ту задачу, яка перед ним поставлена. У разі зняття значень з будь-якої площі, мікрофотографія цієї ділянки передається в програму ImageJ [7] для розрахунку фрактальної розмірності значень ІС. При дослідженні проб у ряді метаморфізму за штуф-

аншліфами кожного шахтопласта як за нашаруванням, так і вхрест робилося по 10 мікрофотографій. З кожної мікрофотографії знімалося по 10 значень показників, що характеризують ступінь метаморфізму та відновлюваність (Т.ІС – точкове значення інтенсивності відтінку сірого кольору; ІС.mean – середнє значення інтенсивності відтінку сірого кольору; St – стандартне відхилення; А-асиметрія; Ex – ексцес; Е – ентропія; Ф – фрактальна розмірність неоднорідності).

Висновки. Нові методи цифрової обробки мікро фотозображень поверхні вугільних препаратів (штуф-аншліф, аншліф-брикет, природний скол) показали:

- надійну кореляцію показника інтенсивності відтінку сірого кольору (діапазон значень 0 – 255) з класичними показниками метаморфізму R° (діапазон 0,5 – 2,5 %);

- показники ентропія, ексцес, асиметрія розподілу значень відтінків сірого кольору виявляють неоднорідність геліфікованої речовини вугілля і можуть характеризувати відновлюваність вугілля та нюанси петрографічного складу, на відміну від його валового підрахунку (як якісно, так і в цифровому вимірі);

- метод цифрової обробки мікро фотозображень дозволяє знімати дані з поверхні зразка діаметром 0,4 мікрона, на відміну від 20 мкм при вимірі відбивної здатності вітриніту за нормативними методиками, що збільшує надійність вимірів. Метод не вимагає коштовного устаткування, простий у використанні;

- значення ІС в ряду метаморфізму збільшуються для всіх мікрокомпонентів. У вітриніту та ліптиніту вони вирівнюються в області марок ПС-П, у вітриніту та фюзиніту – в антрацитах;

- показник ІС за площею (ІС.mean) хоча і незначно, але завжди більше за аналогічний, знятий в точці (Т.ІС);

- показник ІС за нашаруванням завжди менше аналогічного в перетині;

- найбільшу неоднорідність мають мінерали групи ліптиніту;

- спостерігається тенденція зменшення неоднорідності геліфікованої речовини із зростанням ступеня метаморфізму.

Запропонований метод може використовуватися для практичного застосування з метою оцінки ступеня метаморфізму вугілля, для оцінки відновлюваності вугілля та підрахунку їх мінерального складу.

Література

1. ASTM D388-18a, *Standard Classification of Coals by Rank*. ASTM International, West Conshohocken, PA, 2018, www.astm.org.
2. ISO 11760:2018(en) *Classification of coals*. <https://www.iso.org/obp/ui/#iso:std:iso:11760:ed-2:v1:en>.
3. ДСТУ 3472:2015 *Вугілля буре, кам'яне та антрацит. Класифікація 01.08.2016* http://document.ua/vugillja-bure-kamE28099jane-ta-antracit_-klasifikacija-nor29387.html.
4. Jennifer M.K. et al. On the fundamental difference between coal rank and coal type // *International Journal of Coal Geology* 118 (2013), p. 58–87.
5. *Компьютерная программа Scope Photo Image Software* – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://labx.narod.ru/documents/scope_photo_image_software.html– Загл. с экрана.

6. Компьютерная программа Jmicrovision – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.jmicrovision.com/.html>. – Загл. с экрана.
7. Компьютерная программа ImageJ – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://rsb.info.nih.gov/ij/.html>. – Загл. с экрана.

УДК 552.31:(552.111)

**ПЕТРОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ГАБРО-
АНОРТОЗИТОВИХ МАСИВІВ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО
ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Великанова О.Ю.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, olgavelikanova1@rambler.ru

**PETROCHEMICAL ASPECTS OF FORMATION OF GABBRO-
ANORTHOSITE MASSIFS OF THE KORSUN-NOVOMYRGOROD
PLUTON (UKRAINIAN SHIELD)**

Velykanova O.Yu.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, olgavelikanova1@rambler.ru

Petrochemical investigations of the gabbro-anorthosite massifs of the Korsun-Novomirgorod rapakivi granite – gabbro – anorthosite megapluton of the Ukrainian Shield shows that the basic rocks are characterized by ubiquitous signs of fractional crystallization of plagioclase, represented by drop of Al and Na contents, increasing CaO/Al₂O₃ ratio according to the ratios in the separated basic plagioclase, with respective concentration of Mg, Fe, Ti and P in gabbroid rocks. Petrochemical signs of fractional crystallization and accumulation of Fe-Mg minerals with formation of plagioclase pyroxenites are also found and represent accumulation of Mg with reverse decreasing of CaO/Al₂O₃ ratio.

Корсунь-Новомиргородський габро-анортозит-рапаківігранітний плутон (КНП) розташований в Інгульському мегаблоці Українського щита. Дослідження спрямоване на вивчення поведінки петрогенних елементів у породах габро-анортозитових масивів КНП з метою інтерпретації генезису й еволюції магматичної системи. Для цього виконані петрографо-петрологічні дослідження зразків порід, порівняння отриманих результатів з опублікованими даними [1, 2], а для побудови петрохімічних діаграм залучено опубліковані результати хімічних аналізів порід [1, 2]. Масиви основних порід плутону на 70-80% складені анортозитами, що поступово переходять у розшаровані габроїди, які за мінералогічним складом відповідають різним співвідношенням основного плагіоклазу, олівіну, оксидів Fe й Ti, і піроксенів, при цьому ортопіроксени, здебільшого, переважають над клінопіроксенами.

На діаграмі K₂O+Na₂O – SiO₂ [3] (Рис. 1) виділяється досить широка смуга тренду розсіювання фігуративних точок основних порід, анортозитів та вмісних гранітів, яка витягується вздовж лінії розділу між полями нормальної і

сублужної серій порід. Основні породи складають ліву частину смуги; окремі точки характеризуються низьким вмістом кремнезему через високу концентрацію Fe-Ti оксидів.

Проведені дослідження виявили низку нижчеперерахованих петрохімічних закономірностей, які відображають фракційну кристалізацію плагіоклазу з магм, що сформували габро-анортозитові комплекси КНП.

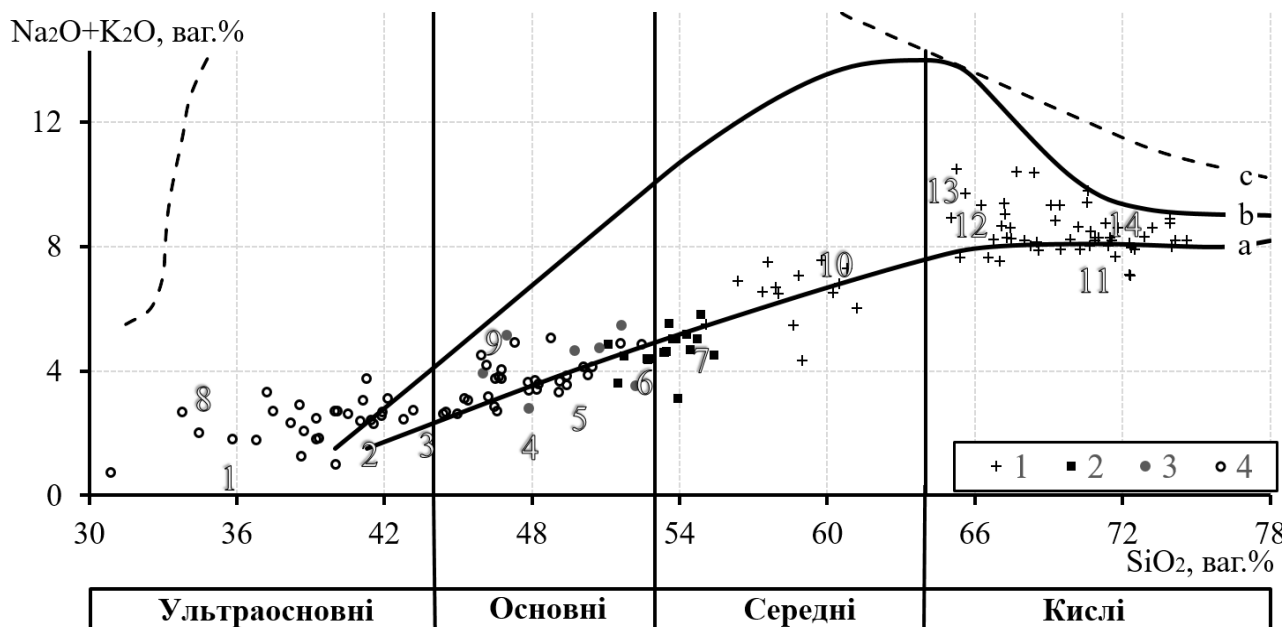


Рисунок 1 – Класифікаційна діаграма $K_2O+Na_2O - SiO_2$ [3]. Лініями а і б позначені області магматичних порід підвищеної лужності (сублужних). Штриховою лінією с позначена область хімічних складів магматичних гірських порід. Поля порід: 1 – дуніти-олівініти; 2 – перидотити; 3 – пікрити; 4 – піроксеніти; 5 – габроїди; 6 – базальти і долерити; 7 – андези-базальти; 8 – лужні пікрити; 9 – сублужні габроїди; 10 – сублужні кварцові монцоніти; 11 – граніти; 12 – сублужні граніти; 13 – кварцові сієніти; 14 – сублужні лейкограніти. Умовні позначення: породи КНП: 1 – гранітоїди, 2 – анортозити, 3 – лейкократові норити й габронорити; 4 – меланократові габроїди.

1. Закономірне зниження вмісту глинозему та накопичення Fe й Ti від анортозитів через лейкогабро й лейкогабронорити до основних і ультраосновних порід розшарованих інтрузій.

2. Зниження вмісту Na, який вилучався з розплаву при фракційній кристалізації плагіоклазу і прямо корелюється з вмістом глинозему.

3. Особливості співвідношення CaO/Al_2O_3 , яке для кумулятивних анортозитів КНП є сталим, коливаючись від 0,3 до 0,45, а в основних породах зростає до понад 0,7 разом зі зростанням вмісту Mg. Це демонструє залишковий ефект від фракційної кристалізації плагіоклазів, що спричинило нерівномірне, але повсюдне збіднення залишкових розчинів на Ca і Al у пропорції, характерній для плагіоклазів – $< 1/2$. Внаслідок цього Ca, незважаючи на те, що у значній мірі витрачається на кристалізацію основних плагіоклазів, продовжує грати мінералоутворювальну роль у низькоглиноземистих силікатних розплавах, накопичуючись у Ca-Mg піроксенах.

4. Співвідношення $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ зростає з концентрацією Р в породах з найменшим вмістом останнього в анортозитах. Таким чином, фракційна кристалізація плагіоклазу, зумовлюючи підвищення Р в розплавах, позитивно впливала на кількість викристалізованого апатиту з залишкових розплавів.

5. Породи з найвищим ($> 0,7$) співвідношенням $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ демонструють ознаки фракційної кристалізації плагіоклазу та Fe-Mg силікатів, відповідаючи меланократовим габроїдам з низькою магнезіальністю. Кумулятивними фракціонатами, вірогідно, є плагіоклазові піроксеніти з найвищими вмістами MgO і співвідношеннями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, які наближаються до характерних для основного плагіоклазу.

6. На потрійних діаграмах (Рис. 2) кумулятивні анортозити й основні-ультраосновні породи розшарованих інтрузій демонструють різнонаправлені тренди, які зумовлені контрастним накопичанням Са й лугів у кумулятивних анортозитах, а Fe та Ti – в породах основного й ультраосновного складу. Габроїди КНП потрапляють у поле толеїтових магм.

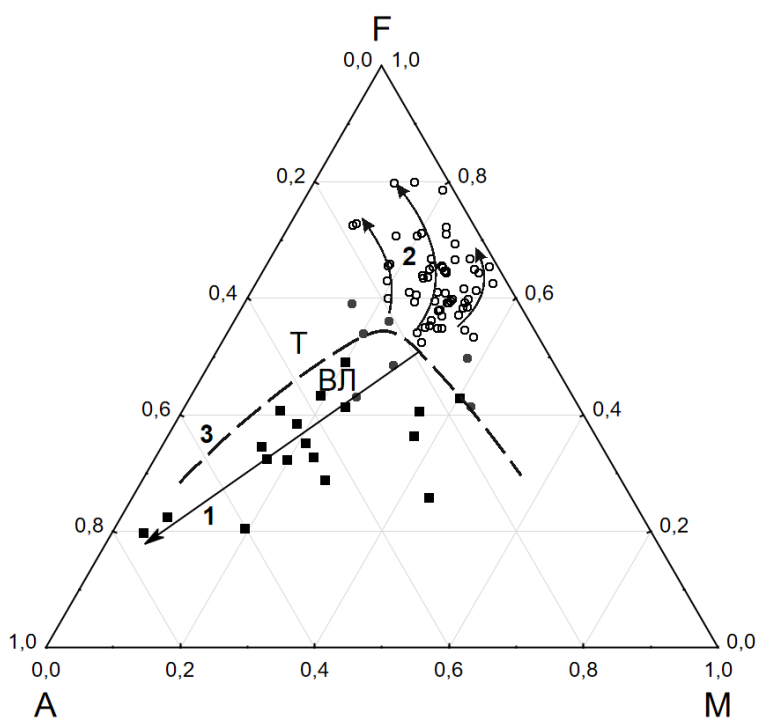


Рисунок 2 – Діаграма AFM для основних порід КНП: стрілка 1 показує кумуляцію анортозитів з накопиченням лугів; стрілки 2 відображають тренди зменшення лужності та кристалізацію порід зі зростанням залізистості; пунктирна крива 3 показує розділення магматичних систем на толеїтові (Т) та вапняно-лужні (ВЛ) відповідно до праці [4].

Література

1. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита (центральна частина). К: Наук. думка, 1966. 97 с.
2. Кривдік С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В., Братчук О.М., Мархай О.І., Нечаєнко О.М., Якубенко П.Ф. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит) // Мінерал. журн., 2009. Т. 31, № 3. С. 55—78.
3. Петрографічний кодекс України / Уклад. Р.Я. Белєвцев; Відп. ред. І.Б. Щербаков. К.: [б. в.], 1999. 80 с.
4. Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. 8. P. 523–548.

**КЕРСУТИТ В ДАЙКОВИХ ПОРОДАХ ПРИАЗОВ'Я (УКРАЇНСЬКИЙ
ЩИТ) ЯК ІНДИКАТОР УМОВ УТВОРЕННЯ**

Гаценко В.О.¹, Курило С.І.²

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, vera.gatsenko@ukr.net

² Інститут наук про Землю, Словацька академія наук, Банська Бистриця,
Словаччина, kurylo.sergiy@gmail.com

**KAERSUTITE IN DYKE ROCKS OF THE AZOV AREA (UKRAINIAN
SHIELD) AS AN INDICATOR OF CONDITIONS OF FORMATION**

Gatsenko V. O.¹, Kurylo S.I.²

¹ M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, vera.gatsenko@ukr.net

² Інститут наук про Землю Словацька академія наук, Братислава, Словаччина
kurylo.sergiy@gmail.com;

The dykes of essentially kaersutite composition were found in the lamprophyres of the Pokrovo-Kyriivo massif of the Azov Area (Ukrainian Shield). The pressure of kaersutite forming has been estimated in the range of 6.1-6.9 kBar. These pressure value is much lower than pressure condition of forming ferrokaersutite phenocryst from the camptonites of the Khlibodar quarry (8.5-9.1 kBar). The temperature formation of kaersutite lamprophyre dykes from the Pokrovo-Kyriivo massif corresponds to 796-825⁰C.

Амфібол з підвищеним вмістом титану – керсутит є малопоширеним мінералом як в породах Українського щита (УЩ) так і світу. В Приазовському мегаблоці УЩ, де досить розповсюдженими є інтрузивні сублужні породи, присутність керсутиту відмічалася найчастіше в дайкових утвореннях Хлібодарівського кар'єру, а також в піроксенітах і габроїдах Покрово-Кириївського масиву.

Нещодавня публікація одного з авторів [1] була присвячена дослідженню рідкісних дайкових порід, головним породоутворювальним мінералом яких є керсутит. В статті приведені результати мікрозондового дослідження керсутиту, але з огляду на варіації вмісту кремнезему, в результаті визначення напівкількісним EDS аналізом (ІГМР НАН України), виникла потреба проведення додаткових мікрозондових досліджень кількісного вмісту цього мінералу на більш сучасному обладнанні.

Презентуються результати мікрозондових досліджень, які проведені на рентгенівському мікроаналізаторі JXA-8520F (JEOL), що оснащений п'ятьма спектрометрами з хвильовою дисперсією (WDS) в Інституті природничих наук Словацької академії наук (відділення у м. Банська Бистриця). Вони дали змогу оцінити умови температури утворення керсутитових лампрофірів за допомогою амфібол-плагіоклазового геотермобарометра. Підтверджено, що породоутворювальний амфібол лампрофірів, згідно з [2] за вмістом TiO₂ є керсутитом (Ti 0,50-0,68) з вмістом CaO 11,13-12,96 мас. %, підвищеним

вмістом Na_2O та K_2O (до 2,76 та 1,25 мас. %, відповідно) і магнезійністю 0,62-0,68.

Вміст SiO_2 коливається у межах 37,98 – 41,94 мас. % (Si 5,89-6,28, рис. 1a). Вміст Cr_2O_3 досить незначний (не більше 0,05 мас.%), NiO – нижчий за чутливість приладу.

На рис. відображено розташування фігуративних точок хімічного складу керсутитів УЩ на класифікаційних діаграмах.

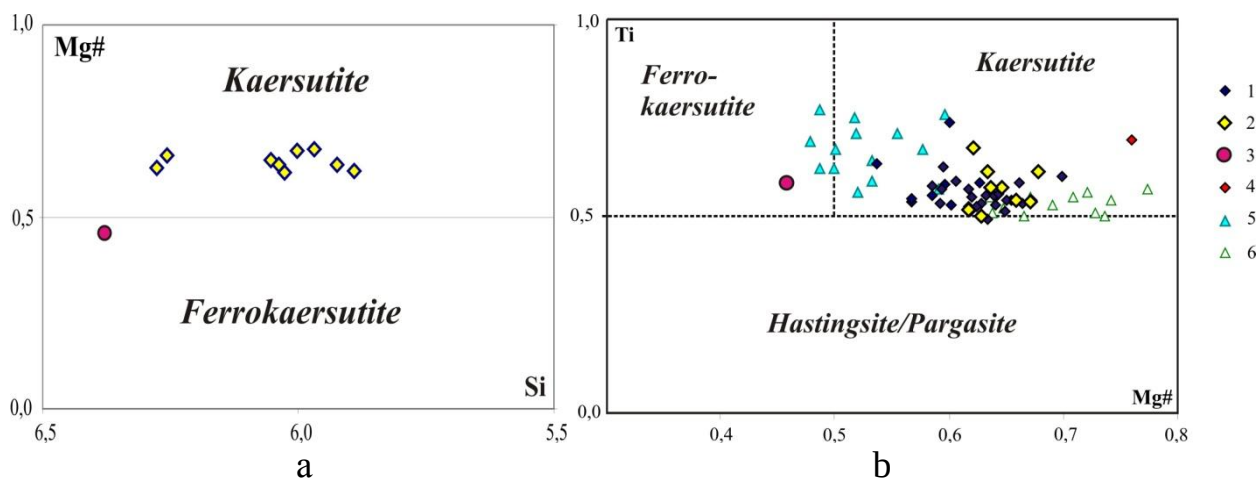


Рисунок - Класифікація амфіболів з керсутитових лампрофірів Покрово-Киріївського масиву (1, 2) та камптонітів Хлібодарівського кар'єру (3) згідно з [2] (a); b - порівняння їх з камптонітами інших масивів УЩ.

Умовні позначки: амфібол з: 1 – керсутитових лампрофірів (проба 36-295,0) – виміряний на рентгенівському мікроаналізаторі JXA-733 (JEOL, Японія) методом EDS [1]; 2 – те ж, прилад JXA-8520F (JEOL) WDS; 3 – камптонітів Хлібодарівського кар'єру Приазовський мегаблок [3]; 4 – керсутит-магнетитового дайкового мікрогабрюїду Покрово-Киріївського масиву; 5 – дайкових ультрамафітів та камптонітів (6) Новоукраїнського дайкового поля (Інгульський мегаблок) [4].

Вміст глинозему в ферокерсутиті з камптонітів Хлібодарівського кар'єру, згідно з публікацією дорівнює 13,89 мас % [2], в той же час, Al_2O_3 в керсутитах з лампрофірів коливається в межах 10,93-11,43 мас.%, кілька зерен, імовірно, внаслідок гідротермального перетворення мають нижчі вмісти – 8,89-9,93 мас %. Це вказує, що тиск, за якого кристалізувався керсутит основної маси лампрофірів був нижчий, ніж той, що відповідав кристалізації фенокритів камптонітів.

Тиск утворення керсутиту з основної маси лампрофіра за геобарометром [5] дорівнює 6,1-6,5 kBar, [6] 6,4-6,9 kBar, [7] 6,4-6,8 kBar, для амфіболів з пониженим вмістом глинозему відповідно (kBar): 3,9-5,1; 4,0-5,4; 4,4-5,5. Утворення фенокритів ферокерсутиту з камптонітів Хлібодарівського кар'єру відбувалося в умовах підвищеного тиску (kBar): 8,5 [5], 9,1 [6] 8,7 [7].

Температуру кристалізації керсутитових лампрофірів оцінено за парою мінералів керсутит – плагіоклаз. Оскільки плагіоклаз в породі піддавався альбітизації, для розрахунків було використано плагіоклаз з найменшим значенням Ab міналу ($\text{Ab}=84,7$). Найнижче значення температури кристалізації досліджуваних дайкових порід дорівнює 796-825⁰С [8].

Висновки:

1. В лампрофірах Покрово-Кириївського масиву Приазов'я наявні дайкові породи суттєво керсутитового складу;
2. Породоутворювальний керсутит має мінливий хімічний склад з коливаннями вмісту Si, Al, що вносить неоднозначність в оцінку умов утворення;
3. Тиск, за якого утворився породоутворювальний керсутит оцінено в межах 6,1-6,9 kBar.
4. Отримані значення тиску набагато нижчі, ніж обчислені для фенокристів ферокерсутиту з камптонітів Хлібодарівського кар'єру (8,5-9,1 kBar), але у випадку ферокерсутиту камптонітів ми маємо умови початку кристалізації (фенокристи). Для керсутиту лампрофірів – це умови кристалізації, а, цілком імовірно, перекристалізації основної маси породи.
5. Температура утворення керсутитових лампрофірів Покрово-Кириївського масиву відповідає 796-825⁰С.

Література

1. Гаценко В.О., Кушнір С.В. Керсутитові лампрофіри Покрово-Кириївського масиву (Приазов'я, Україна): петрографічні особливості, мінеральний склад, геохімія // Геохімія та рудоутворення – 2020, вип. 41. С. 42-53.
2. Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., et al. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* 61, 295–321.
3. Матвійчук М.В., Донський М.О. Геохімічні особливості та генезис дайкових порід Хлібодарівського кар'єру // Геохімія та рудоутворення. – 2006. - №24. – С. 56-59.
4. Вишневська Є.О. Петрологія дайкових порід Бобринецького поясу (Інгульський мегаблок Українського щита) // Дис. на здобуття наук. ступеню канд. геол. наук, - 220 с.
5. Hammarstrom J.M. (1986) Aluminum in Hornblende: An Empirical Igneous Geobarometer / Hammarstrom, J.M. and Zen. E.-A. // *Am. Mineral.*, vol. 71, nos. 11–12. – P. 1297–1313.
6. Hollister L.S. (1987) Confirmation of the Empirical Correlation of Al in Hornblende with Pressure of Solidification of Calc-Alkaline Plutons / [Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., et al.] // *Am. Mineral.*, vol. 72. – P. 231–239.
7. Schmidt M.W. (1992). Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of the Al-in-Hornblende Barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, vol. 110, no. 2/3. – P. 304–310.
8. Blundy J.D., Holland J.B. (1990). Calcic Amphibole Equilibria and a New Amphibole–Plagioclase Geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 104, no. 2. P. – 208–224.

ПЕТРОЛОГІЯ РУД ПОЛОХІВСЬКОГО РОДОВИЩА

Гейченко М.¹, Мєнасова А.², Білан О.²

¹ТОВ «УкрЛітійвидобування» Київ, Україна, geich@ukr.net

²ННІ «Інститут геології» КНУ ім. Т. Шевченка, Київ, mangelina@ukr.net,
olenka.bilan@gmail.com

THE ORES PETROLOGY OF THE POLOPHOVSK' DEPOSIT

Heichenko M.¹, Mienasova A.², Bilan O.²

¹«UkrLithium mining», Kyiv, Ukraine, geich@ukr.net

²Institute of Geology of Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv,
Ukraine, mangelina@ukr.net, olenka.bilan@gmail.com

Petrological studies were carried out based on core samples from the Polokhovsk' deposit (the wells were drilled during geological exploration in 2017-2019). According to the results of macroscopic and petrographic studies at the Polokhovsk' deposit, characteristic features of classical pegmatite ore rocks were not revealed. The lithium ore of the Polokhovskoye deposit is represented by microcline – petalite – albite metasomatites. The formation of these metasomatites is caused by the replacement of bifeldspar granites under conditions of active deformation.

В Україні виявлено досить багато рудопроявів літію. Більшість з них пов'язані з ранньодокембрійськими утвореннями УЩ [1]. Приурочені вони до Центрально-Української та Західно-Приазовської груп і Волинського мегаблоку. Практичний інтерес, на думку авторів, представляють три рудопрояви, які можна вважати родовищами: Шевченківське, Полохівське і ділянка Добра. Перше знаходиться у Приазовському, а два інших – у Інгульському мегаблоках. Запаси літієвих руд по них обліковуються державним балансом. На Шевченківському - основним рудним мінералом є сподумен, на Полохівському – петаліт, на ділянці Добра – змішаний тип – сподумен-петалітовий. Всі три родовища перекриті досить потужним шаром осадових порід і корою вивітрювання (сумарно 60 – 100 м).

З керну свердловин, пробурених під час розвідки і дорозвідки Полохівського родовища у 2017 – 2020 рр. (15 глибоких похилих свердловин), були відібрані взірці та проби, по яких проведені петрологічні дослідження, в тому числі петрографічні описи шліфів, мінералогічні та мікрозондові дослідження.

Полохівське родовище приурочено до північно-західної частини однойменного масиву гранітів, що залягає в товщі гнейсів. Граніти належать до кіровоградського ультраметаморфічного комплексу, а метаморфічні утворення (гнейси) – до чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії. Вміщуючий рідкіснометалеve зруденіння Полохівський масив знаходиться в 4-5 км на південний схід від південного контакту Корсунь-Новомиргородського плутону. Масив простягається у північно-західному напрямку під кутом 320-330⁰ на відстань 1200 м.

Зруденіння приурочене до північно-західного замикання масиву. Рідкіснометалеві руди розміщуються в лейкократових апліт-пегматоїдних

гранітах, зрідка вклинюючись на незначну глибину (до 1-2 м) в біотитові гранітизовані гнейси в тих випадках, коли рудні тіла безпосередньо контактують з останніми.

Літієва руда Полохівського родовища представлена метасоматитами мікроклін–петаліт–альбітового складу, які раніше визначались і картувались як апліт-пегматоїдні граніти. Формування їх обумовлене розвитком потужних процесів заміщення двопольовошпатових гранітів в умовах активних деформацій – катаклазу, мілонітизації, брекчіювання.

Основним мінеральним типом для всіх рудних тіл Полохівського родовища є дрібнозернистий петалітовий тип руди. Літієва петалітова руда – світло-сіра, світло-сіро-зелена, яблучно-зелена, лейкократова дрібнозерниста порода масивної або плямистої, іноді плямисто-смугастої, кокардової, рябчикової текстури. Руда складена в основному взаємопов'язаними між собою і змінючими один одного структурно-мінеральними комплексами: кварц-мікроклін-альбіт-петалітовим і кварц-мікроклін-альбітовим, які характерні для динамометаморфізму пегматитів (рис.).

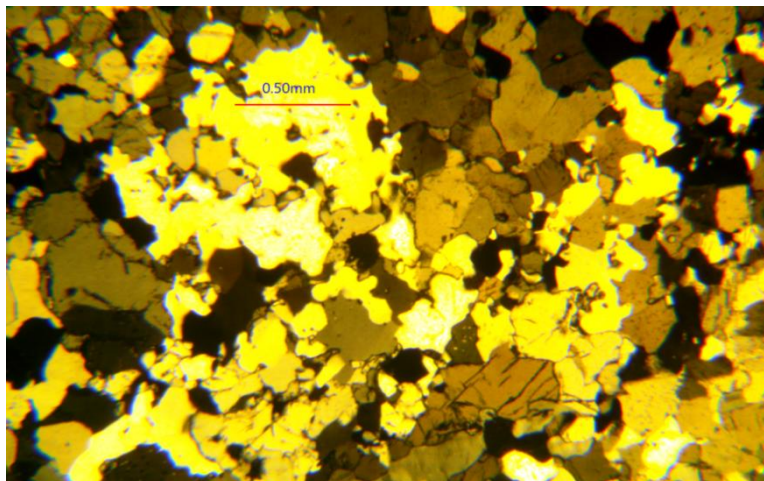


Рисунок - Дрібнозерниста петалітова руда. Свердловина № 2 (ГРР 2018 р.), глибина 255,2 м. Нік.+

Ці комплекси розвивалися як аутометасоматичні всередині пегматитів і частково у вміщуючих їх породах. Нерівномірне метасоматичне заміщення названими структурно-мінеральними комплексами катаклязованого субстрату і створює плямисто-смугастий текстурний рисунок.

За результатами геологічного вивчення керну і петрографічних досліджень прозорих шліфів характерні ознаки класичної пегматитової природи рудних порід Полохівського родовища не виявлені. Вони за мінеральним складом відповідають переважно лейкоплагіогранітам з переходами в лейкограніти (звичайний вміст К-польового шпату в даних породах близько 5-10% і тільки зрідка сягає 40-50%). Для цих порід характерна силіманіт-мусковітова мінеральна асоціація з петалітом, кварцом, альбітом, інколи кордієритом, яка присутня у вигляді тектонічних прожилок, просічок та лінз, інколи шліроподібних форм. Порода має сірий, світло-сірий колір з буроватим, зеленуватим та рожевим відтінками. Текстура переважно масивна, структура

коливається від дрібно- до середньозернистої, інколи порфіроподібна. Мікроструктура дрібно-середньозерниста, розмір зерен від 0,07 мм до 4 мм з переважанням 0,7-1,5 мм, гранонематобластова, пойкилітова, метасоматична, тектонобластова, зрідка мікропегматитова, порфіроподібна. Мінеральний склад: плагіоклаз – 10-68%, кварц – 20-50%, калієвий польовий шпат – 5-50%, петаліт – 0-20%, силіманіт 0-10%, мусковіт 1%, у змінених різновидах до 6%, кордієрит 0-5%, сподумен 0-5%, гранат 0-3%; акцесорні – циркон, хризоберил, апатит, трифіліт, монацит, колумбіт (за даними електронно-зондового дослідження), турмалін, шпінель, рудні мінерали; вторинні мінерали - кукейт, лепідоліт, серицит, хлорит, пірофіліт, епідот, кордієфагіт, цоїзит, гідробіотит. Усереднений мінеральний склад літєвої (петалітової) руди Полохівського родовища наступний (у %): плагіоклаз - 48, кварц - 24, калішпат - 8, петаліт - 13, мусковіт - 3, силіманіт – 3.

За результатами статистичного аналізу, проведеного для з'ясування закономірностей розподілу вмісту Li_2O в метасоматитах (лейкократових апліт-пегматоїдних гранітах), нами виділені чотири різновиди: безрудні, слабо мінералізовані, мінералізовані та інтенсивно мінералізовані. Останні наразі є рудою, «мінералізовані» породи за певних умов також можуть нею бути. Слід зазначити, що у мінералізованих та інтенсивно мінералізованих різновидах кількість калієвого польового шпату помітно зменшується, а петаліту - суттєво зростає, при незначному збільшенні плагіоклазу. Відмічається також в них поява додаткових вторинних мінералів: до серициту, хлориту і гідробіотиту додаються також епідот, цоїзит і дикіт. Зміна мінерального складу обумовлює певну зональність будови гранітного масиву - від його південно-західного (лежачого) до північно-східного (висячого) боку. Ймовірно, такі зміни петрографічного складу обумовлені процесами альбітизації, з якими пов'язано утворення петалітових літєвих руд.

Висновки. Основним промислово-генетичним типом родовищ літєвих руд, пов'язаних з кристалічними породами, згідно сучасних уявлень [2], є гранітні рідкіснометалічні пегматити. За результатами петрологічних досліджень кернового матеріалу, отриманого під час детальної розвідки – дорозвідки, є всі підстави вважати, що родовище має гідротермально-метасоматичний генезис. Той факт, що у вміщуючих Полохівський масив гнейсах чечеліївської світи зустрічаються (не поодинокі випадки) підвищені (до промислових значень) вмісти літію, може свідчити про накладені процеси рудоутворення як на породи рами, так і на апліто-пегматоїдні граніти масиву.

Література

1. Гурский Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1 Металлические полезные ископаемые. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. 785 с.
2. Мала гірнича енциклопедія. Т. 2. / ред. Білецький В.С. Д.: Донбас, 2007. 670 с.

**ГОЛОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ
ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (З ДОСВІДУ СКЛАДАННЯ
ОГЛЯДОВИХ КАРТ ГЕОЛОГІЧНОГО ЗМІСТУ)**

Кирилюк В.П.¹, Шевченко О.М.²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,

Львів, Україна, Kyrylyuk.V@i.ua

²ДНВП «Геоінформ України», Київ, Україна, sheffchenko@ukr.net

**MAIN STRUCTURAL ELEMENTS OF THE BASEMENT
OF THE UKRAINIAN SHIELD (FROM THE EXPERIENCE OF
COMPILING MAPS OF GEOLOGICAL CONTENT)**

Kyrylyuk V.P.¹, Shevchenko O.M.²

¹Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine, Lviv, Kyrylyuk.V@i.ua

²SRDE "Geoinform Ukraine", Ukraine, Kyiv, sheffchenko@ukr.net

The survey maps of the geological content of the Ukrainian Shield, published and prepared for publication over the past two decades, are briefly considered. As the main structural elements highlighted, a) megablocks, b) structural floors of megablocks and their constituent structural-formational complexes, c) large autonomous intrusive massifs, d) near-fault synclinal and trough structures, which are of limited distribution, are distinguished. All these structural elements are typical for all shields of ancient platforms and allow us to see their similarity in general. Large faults that separate megablocks and individual transmegablock faults play an important role in the structure of the shields.

Протягом двох останніх десятиріч створено, в тому числі за участю авторів, декілька оглядових карт, на яких зображена структура фундаменту Українського щита (УЩ). Три з них вже вийшли друком, дві підготовлені до друку, але поки що офіційно не оприлюднені. У "Національному атласі України" [1], який вийшов 2007 р., опубліковано карту "Тектоніка України" масштабу 1:2500000, на якому зображений фундамент УЩ. Того ж року окремим виданням вийшла "Тектонічна карта України" масштабу 1:1000000 з пояснювальною запискою до неї [2], складовою частиною якої теж є УЩ. В за рамковому оформленні цієї карти показана "Тектонічна карта фундаменту Українського щита" масштабу 1:2000000, яка супроводжується окремою пояснювальною запискою [3]. В 2015 р. в УкрДГРІ створено "Карту основних структурних поверхів України" масштабу 1:1000000, яка знаходиться у видавничому центрі УкрДГРІ. Електронний варіант карти дає можливість публікації її як інтерактивної. Нами складена та підготована до друку "Оглядову тектонічну карту фундаменту Українського щита" масштабу 1:1000000, яка у доповіді демонструється вперше.

Усі карти розрізняються за своїми методичними підходами та принципами укладання, внаслідок чого висвітлюють різні аспекти структури і тектонічної будови фундаменту УЩ. Так, на "Тектонічній карті України" [2] фундамент УЩ зображений з позицій блоково-блокової будови. За цими уявленнями фундамент поділяється на блоки І-го порядку, або мегаблоки, в межах яких

виділені блоки другого порядку. Мегаблоки виступають як типові геоструктурні елементи, проте ні принципи виділення типів мегаблоків, ні загальні підходи до їхнього поділу на блоки II-го порядку не наводяться. Внутрішня будова блоків показана шляхом відокремлення структурно-формаційних комплексів (СФК), поширення в них геологічних формацій та внутрішньо формаційних структурних ліній і сприймається скоріше як геологічне (геолого-формаційне), а ніж структурно-тектонічне навантаження.

Фундамент УЩ на картах [1, 3] віддзеркалює уявлення про його поверхово-блокову будову. Структурну основу цих карт теж складають мегаблоки, але з дещо іншим їхнім поділом у західній частині УЩ і, відповідно, іншими типами мегаблоків. В межах мегаблоків виділяються структурні поверхи та СФК, що їх складають. Зміст СФК теж відрізняється від прийнятого на карті [2]. На площах поширення поверхів різними засобами показана їхня складчаста структура.

У фундаменті УЩ на "Карті основних структурних поверхів України", хоч і задекларовано у пояснювальній записці виділення структурних поверхів, але поверхи не відображені, тому що карта перш за все геологічна. Поверхи показані лише на дрібномасштабній схемі, а їхній зміст суттєво відрізняється від прийнятого на попередніх картах [1, 3]. Структурні поверхи відповідають основним епохам тектогенезу – вірогідним областям розвитку різних типів кори і структурно-формаційним зонам минулих геотектонічних епох. Відрізняється і тектонічне районування фундаменту, для якого мегаблоковий поділ за "Тектонічною картою України" [2] теж показаний лише на дрібномасштабній схемі, а сама легенда фундаменту УЩ побудована на кореляційній основі.

Складена нами карта, яка демонструється у доповіді, розвиває уявлення попередніх карт про поверхово-блокову будову УЩ [1, 3]. Аналіз різних карт дозволяє визначити оптимальний перелік структурних елементів для їхнього відображення на тектонічних картах УЩ та у їх легендах. Ця робота здається актуальною у зв'язку з анонсованою Тектонічним комітетом України побудовою "Тектонічної карти Українського щита" масштабу 1:500 000 [4].

З позицій концепції поверхово-блокової будови фундаменту УЩ головними структурними елементами слід вважати:

1. Структурні елементи I-го порядку – **мегаблоки**, які виділені за визначенням [5, с. 29]. Нами прийнятий поділ УЩ на шість мегаблоків: *Подільський* (гранулітовий тип), *Бузько-Росинський* (грануліт-амфіболітовий), *Придніпровський* (амфіболіт-зеленокам'яний, більше відомий як гранітно-зеленокам'яний), *Інгuleцький* та *Волинський* (гранітно-гнейсосланцеві) і *Приазовський* (грануліт-діафторитовий). Як показує зіставлення регіональних мегаблоків УЩ з іншими щитами, вони є типовими ранньодокембрійськими структурами. Подібні мегаблоки виділені зараз на різних щитах [5] і представлені закономірними наборами структурних елементів II-го порядку – *структурними поверхами мегаблоків*, що у речовинному відношенні відповідають СФК.

2. Основу структурних елементів II-го порядку – **структурних поверхів мегаблоків** – складають стратиграфічні (стратометаморфічні) комплекси, які

відповідають крупним етапам геологічного розвитку УЩ: грануліто-гнейсові (тип I), амфіболіто-гнейсові (II), зеленокам'яні (III), залізисто-кременистосланцеві (IV), гнейсо-сланцеві (V). Ці комплекси теж є типовими для усіх щитів древніх платформ. При цьому слід підкреслити, що йдеться саме про *структурні поверхи мегаблоків*, а не про загальнощитові поверхи, тому що однотипні високотемпературні комплекси (I-II) і, відповідно, складені ними структурні поверхи та їхні СФК у різних мегаблоків, суттєво відрізняються своїми ознаками, набутими під час тривалого автономного розвитку різних мегаблоків, а комплекси III-V взагалі приурочені лише до окремих мегаблоків. До складу поверхів входять: а) стратигенні метаморфічні формації, автохтонні, параавтохтонні та параалохтонні плутоно-метаморфічні формації, як основні члени, б) алохтонні (інтрузивні) формації, як другорядні члени структурних поверхів. Ю.А. Косигін та В.А. Кулиндишев називають такі інтрузії "включеннями" структурного поверху [6]. Структурні поверхи мають або площове, безперервне поширення на поверхні фундаменту, як, наприклад, гранулітові, амфіболіт-гранітові та гнейсо-сланцеві поверхи, або фрагментарне поширення у вигляді відокремлених синклінальних структур зеленокам'яного та залізисто-кременисто-сланцевого поверхів, для яких припускається початкове безперервне поширення на території Придніпровського мегаблоку.

3. Одноранговими зі структурними поверхами мегаблоків та їхніми СФК слід вважати *автономні інтрузивні масиви*: а) Коростенський та Корсунь-Новомиргородський габро-анортозитової та рапаківі-гранітової формацій, б) Приазовський, що має лужний та лужно-гранітний формаційний склад. Масиви вважаються автономними дещо умовно лише тому, що вони у віковому відношенні не пов'язані зі стратигенними товщами. Але, як показує досвід їхнього порівняння з іншими щитами, рапаківі-гранітові та рапаківіподібні масиви приурочені до мегаблоків гранітно-гнейсо-сланцевого типу, а лужні та лужно-гранітні – до грануліт-діафоритового типу мегаблоків, зокрема до Кольського мегаблоку Балтійського щита.

4. Структурними елементами меншого розміру є *прирозломні синклінальні та трогові структури*, які мають обмежене поширення на УЩ, лише у межах Приазовського мегаблоку, і вивчені комплексами III-IV.

Зіставлення різних щитів древніх платформ вже на рівні тільки названих структурних елементів показує їх очевидну схожість між собою і відмінність від інших геоструктурних елементів земної кори, хоч усі щити мають і деякі регіональні геологічні і металогенічні відмінності.

Останнім часом з'явилася низка публікацій, в яких зроблена спроба надати для фундаменту УЩ важливу роль зонам розломів, причому у формуванні не тільки структури, але й речовинного складу [7]. Пропонується навіть використання "структурно-формаційних комплексів зон розломів" (СФКЗР), щоправда без їхнього визначення і виділення специфічних формацій зон розломів. Однак на УЩ, як і на інших щитах, важливу геолого-структурну роль відіграють лише міжмегаблокові та деякі трансмегаблокові розломи. Що ж до численних внутрішньомегаблокових розломів, які "розбивають" мегаблоки

на блоки різних розмірів, то ні для розломів, ні для блоків не розроблені їхні ієрархізовані системи і не визначені типові блоки, менші за мегаблоки.

Література

1. *Національний атлас України*. Київ: ДНВП «Картографія», 2007. 440 с.
2. *Тектонічна карта України*. Масштаб 1:1 000 000. Частина I. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2007. 132 с.
3. *Кирилюк В.П.* Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Частина II. Тектоніка фундаменту Українського щита. Масштаб 1:2 000000. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2007. 76 с.
4. *Про відновлення роботи Міжвідомчого тектонічного комітету України* // Геофіз. журн. Т. 39. № 1. 2017. С. 102-112.
5. *Кирилюк В.П.* Про районування та так звані "шовні зони" фундаменту Українського щита (стосовно деяких останніх рішень ранньодокембрійської секції НСК України // Мінеральні ресурси України, 2004, № 4. С. 27-32.
6. *Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А.* Введение в тектоническую картографию. Москва: Недра, 1981. 371 с.
7. *Гінтов О.Б., Єнтін В.А., Мичак С.В.* До побудови карти розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1:500 000 // Геофіз. журнал. Т. 39. № 5. 2017. С. 63-82.

УДК 552.11/.13/.163

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГІЧНІ ТИПИ ГРАНІТОЇДНИХ ФОРМАЦІЙ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Кирилюк В.П.¹, Шевченко О.М.²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
Львів, Україна, Kyrylyuk.V@i.ua

²ДНВП «Геоінформ України», Київ, Україна, sheffchenko@ukr.net

STRUCTURAL-PETROLOGICAL TYPES OF GRANITOID FORMATIONS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kyrylyuk V.P.¹, Shevchenko O.M.²

¹Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine, Lviv, Kyrylyuk.V@i.ua

²SRDE "Geoinform Ukraine", Ukraine, Kyiv, sheffchenko@ukr.net

For a long time the terms “autochthonous” and “allochthonous” granitoids have been widely used in relation to the granitoids of the Ukrainian Shield. At the same time clear criteria for their division and the scale of movement have not been determined. These terms have become more definite in connection with the identification of a new type of granitoid formations - plutono-metamorphic formations. According to the ratio of plutono-metamorphic formations with substituted metamorphic formations and the structural-formational complexes that include them, the following are distinguished: autochthonous, paraautochthonous and paraallochthonous plutonic-metamorphic formations and allochthonous plutonic formations.

По відношенню до гранітоїдів Українського щита, як і інших регіонів розвитку ранньодокембрійських комплексів, вже здавна використовували

терміни "автохтонні граніти (гранітоїди)" та "алохтонні граніти". Однак при цьому ні чіткі критерії їхнього розділення, ні ступінь "автохтонності", чи масштаби "алохтонності", як правило, не визначалися. З'явився навіть проміжний термін "параавтохтонний гранітоїд". Усі ці терміни носили чисто академічний, умоглядний характер, не набули ніякого практичного використання, з часом стали фактично синонімами "ультраметаморфічних" та "інтрузивних" гранітоїдів і майже повністю зникли з вжитку.

Більш чітке і визначене застосування цих термінів стало можливим по відношенню до нового класу гранітоїдних геологічних формацій, що отримав назву "плутоно-метаморфічні формації" (ПМФ). Цей тип формацій, за визначенням його авторів [1], об'єднує геологічні тіла, які складені закономірним набором – *парагенезисом* – високотемпературних метаморфічних порід та гранітоїдних порід плутонічного вигляду. За своїм змістом ПМФ близькі до раніше введеного у обіг поняття "ультраметаморфічні формації" (УМФ) і у генетичному аспекті фактично і є ультраметаморфічними утвореннями. Але ці дві категорії формацій принципово відрізняються між собою за своїм змістом і мають суттєві відмінності, які були розглянуті раніше [2]. Головні з них полягають у тому, що: 1) "*ультраметаморфічні формації*" об'єднують тільки новоутворені *ультраметаморфічні гранітоїди*, по відношенню до яких метаморфічні породи виступають лише пасивним фоном, в той час як ПМФ визнають активну і часто навіть визначальну роль метаморфічного субстрату у формуванні складу цих формацій та *закономірне співзнаходження* у них метаморфічних і плутонічних порід, як рівноправних, головних членів; 2) формування "*ультраметаморфічних формацій*" (або "*ультраметаморфізм на породному рівні*") розглядається зазвичай як процес перетворення (заміщення) будь яких *метаморфічних порід* на плутонічні *гранітоїдні породи*, і за своїм змістом є фактично синонімом терміну "гранітизація", в той час як формування "*плутоно-метаморфічних формацій*" (або "*ультраметаморфізм на геолого-формаційному рівні*") це перетворення вихідних *метаморфічних формацій* на новоутворені *плутоно-метаморфічні формації*.

За такого підходу з'являються свого роду просторові координати у вигляді стратигенних метаморфічних формацій та метаморфічних комплексів, які складають різні структурні поверхи – інфраструктуру та супраструктуру – мегаблоків фундаменту щитів, в тому числі Українського щита, по відношенню до яких стало можливим визначення місця утворення та масштабів переміщення гранітоїдної складової ПМФ. Це дозволило не лише конкретизувати зміст вже існуючих термінів та їхніх визначень, але й доповнити цей список. Було запропоновано [3] виділення наступних структурно-генетичних типів гранітоїдних формацій: а) алохтохтонні ПМФ, що утворилися в результаті заміщення однієї суперкрустальної формації однією ПМФ; б) параавтохтонні ПМФ, які заміщують декілька суперкрустальних формацій і раніше утворені ПМФ, але в межах одного структурного поверху – структурно-формаційного комплексу (СФК); в) параалохтонні ПМФ, які утворилися шляхом заміщення приконтартових метаморфічних формацій СФК

суміжних поверхів, з ознаками виникнення гранітоїдів у інфраструктурі та їхнього часткового переміщення у супраструктуру; г) алохтонні, плутонічні формації (ПФ), повністю складені плутонічними породами, з можливими поодинокими ксенолітами вміщуючих порід.

Автори запропонованої систематики вважали за можливе її застосування для "расчленения гранитоидных ассоциаций щитов и преодоления некоторых трудностей геологического картирования территорий их распространения" [3, с. 77]. Нами цей поділ використаний при складанні "Оглядової тектонічної карти фундаменту Українського щита" масштабу 1:1 000 000. Він дає можливість більш чіткого уявлення про будову та петрологічні особливості структурних поверхів та СФК, що їх складають. Усі типи формацій на карті зафарбовані кольором структурних поверхів, у яких вони знаходяться, та виділені крапом. При цьому, ПМФ вважаються головними членами структурних поверхів, а плутонічні формації – їхніми другорядними складовими, або «включенням».

До **автохтонних ПМФ** на УЩ належать формації недіафторованих гранулітових комплексів, зокрема ПМФ побузького гранулітового комплексу: а) кінцигіт-гранітова ПМФ, яка ізоморфно замістила кінцигітову суперкрустальну формацію; б) ендербітова ПМФ, що утворилася внаслідок перетворення ендербіто-гнейсової формації; в) гнейсо-аляскітова ПМФ, яка часто майже повністю заміщує лейкогранулітову формацію. Автохтонними є також діафорит-кінцигіт-гранітова (гнейсо-гранодіоритова) та діафорит-діоритова ПМФ собітового комплексу, що замістили відповідно діафторовані кінцигітову та ендербіто-гнейсову формації, а також кристалосланцево-діоритова ПМФ тикицького амфіболіт-гранітового комплексу, що утворилася за рахунок його кристалосланцевої суперкрустальної складової. Провідним процесом формування автохтонних ПМФ вважається збірна перекристалізація (кристалобластез) порід вихідних суперкрустальних формацій.

Параавтохтонні ПМФ поширені у складі амфіболіт-гранітових та діафорит-грануліт-гранітових комплексів. На УЩ такими вважаються зокрема діафорит-діорит-гранітова ПМФ собітового комплексу та мігматит-плагіограніт-гранітова ПМФ тикицького комплексу. Провідним процесом утворення цих формацій був масовий анатексис, місцями аж до палінгенезу, з наступним інтенсивним постанатектичним метасоматозом. У складі собітового комплексу масового плавлення зазнала діафторована лейкогранулітова формація, хоча частково анатексис проявлений і у інших формаціях, а наступний метасоматоз поширений на усі, в тому числі автохтонні ПМФ. У тикицькому комплексі масовий анатексис проявлений у його кислій, гнейсовій частині, а постанатектичний метасоматоз з різною інтенсивністю охоплює як суперкрустальну, так і плутоно-метаморфічну формації комплексу.

До **параалохтонних ПМФ** віднесені уманська порфіробластична та кіровоградська порфіровидна граніто-гнейсові формації. Перша з них охоплює приконтантові частини собітового діафорит-грануліт-гранітового СФК та тикицького амфіболіт-гранітового СФК, а друга – супраструктури інгуло-інгулецького СФК та СФК інфраструктури Інгульського мегаблоку.

До *алоктонних ПФ* належать інтрузивні масиви букінського та новоукраїнського комплексів, сурського, токівського, новомосковського і житомирського комплексів. Два перші з них мають ознаки зв'язку з гранулітовими СФК, а інші – з амфіболіт-гранітовими СФК нижніх структурних поверхів (інфраструктури) відповідних мегаблоків.

Повний перелік формацій із визначенням їхньої приналежності до структурно-петрологічних типів наведений в умовних позначеннях та в таблиці карти, де показаний геолого-формаційний склад структурних поверхів мегаблоків. У доповіді розглянуті структурна позиція, структурно-речовинні та петрологічні особливості конкретних формацій усіх мегаблоків УЩ.

Література

1. Кирилюк В.П., Лысак А.М., Свешиников К.И. Породные ассоциации и петроструктурные формационные группы докембрия щитов // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. Львов: Вища шк., 1981. С. 13-22
2. Кирилюк В.П. Раннедокембрийский ультраметаморфизм в разных структурно-фациальных обстановках (на примере западной части Украинского щита) // Научная конференция “Гранитоиды: условия формирования и рудоносность”. 27 мая-1 июня 2013 г. Киев, 2013. С. 67-69
3. Кирилюк В. П., Свешиников К. И. Структурно-генетическая систематика гранитоидных формаций щитов и ее использование при геологическом картировании // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тезисы докладов Всероссийского совещания (8—10 февраля 1994 г.) С.-Петербург: Издательство ВСЕГЕИ, 1994. С. 76-77.

УДК 553.08

ДЕЯКІ ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КАМПТОНІТІВ ПРИАЗОВ'Я

Луньов Є.С., Луньова І.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, lunev_00@ukr.net

SOME PETROGRAPHIC FEATURES OF CAMPTONITES FROM AZOV REGION

Lunev Ye.S., Lunova I.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, lunev_00@ukr.net

Despite the complex study of dike rocks of the Azov region in the past the problem of studying rocks using new research methods is now actual. Thus, a more detailed study of the kamptonites of the Azov region using an electron microscope made it possible to reveal some petrographic features of the rock. Traces of liquation processes were found. These features can make it possible to study in more detail the conditions for the formation of not only dike rocks, but also the features of the formation of a megablock at the last stages of activation.

Відомо, що Приазовський мегаблок Українського щита (УЩ) – одна з найцікавіших геологічних структур України. Це виражається не лише у складній геологічній будові, багатоетапному прояві інтенсивних магматичних процесів, а й в петролого-мінералогічному різноманітті цього регіону.

Приазовський мегаблок розташовується на північ від Азовського моря в межах крайньої південно-східної частини УЩ [1]. Формування Приазов'я відбувалось упродовж кількох етапів тектоно-магматичної активізації, останній з яких завершився в девоні [2]. Протягом останніх етапів формування відбувалось утворення розломних зон, що в свою чергу призвело до утворення дайок переважно лужного складу.

Серед лужних порід заслуговують на увагу камптоніти, які у формі дайок утворилися на завершальному етапі формування регіону.

Камптоніти – темноколірні середньозернисті інтрузивні породи, що складаються з плагіоклазу, амфіболу та авгіту [3]. Нерідко їх відносять до групи інтрузивних порід під загальною назвою – лампрофіри. Оскільки дайки камптонітів формуються на завершальних етапах формування кристалічних масивів, в них бувають присутні різноманітні включення, зокрема ксеноліти і мегакристи. Така особливість притаманна також камптонітам з інших геологічних провінцій світу [4].

Дослідження камптонітів Приазов'я розпочалось ще в 1930-х роках [5]. Пізніше також було проведено низку досліджень [6, 7, 8], зокрема датування К-Ar методом, зроблено низку хімічних аналізів основної породи, а також досить детально досліджено включення в породі [9]. Тим не менш, досі камптоніти Приазов'я залишаються недостатньо вивченими породами. Останні датування, а також аналітичні вимірювання були проведені ще у 80-х роках минулого сторіччя. Примітно, що більшість дослідників оминало питання дослідження дрібнозернистої основної маси породи. Саме дослідження дрібнозернистої маси породи – одне з ключових завдань при вивченні камптонітів.

Під час проведення петрографічних досліджень камптонітів Приазов'я було знайдено поодинокі глобулярні структури. Зокрема було знайдено утворення, схоже на сферичну краплю нерозкристалізованого розплаву на межі між основною дрібнозернистою масою і мегакристою піроксену (рис. 1). Аналіз попередніх досліджень [10], а також мікроскопічне вивчення шліфів дозволяють зробити припущення, про те, що глобула складається з магнетиту і карбонату. Основна маса породи поки залишається до кінця невивченою, однак чисельні знахідки ймовірно карбонатних мінералів у основній масі наштовхують на думку про наявність карбонату в складі глобули. Крім того, подібні глобули також можна побачити в інших мегакристах (рис. 2). На жаль, поки не було проведено більш детальних досліджень, але сам факт існування глобул все ж наштовхує на певні міркування.

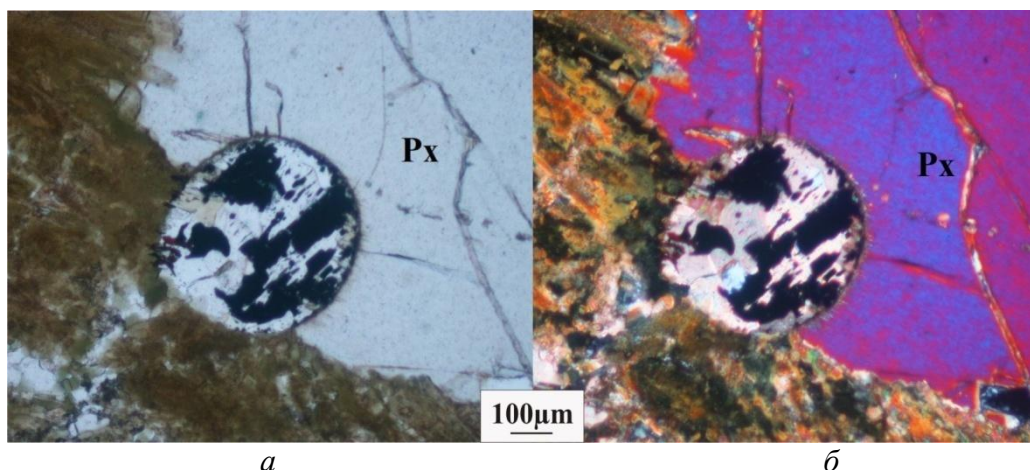


Рисунок 1 – Глобула карбонатного (?) розплаву на межі між зерном піроксену та дрібнозернистою основною масою породи: *а* – у прохідному світлі; *б* – у схрещених ніколях.

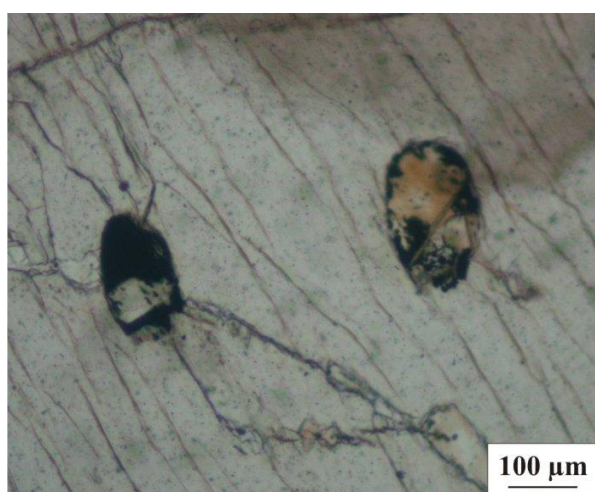


Рисунок 2 – Утворення глобулярної форми всередині мегакриста камптоніту. Фото у прохідному світлі.

Останні дослідження [11] виявили ряд мінералогічних і термобарометричних ознак ліквідації у чотирьох розшарованих сієнітових інтрузіях (Азовська, Великовисківська, Яструбецька, Давидківська). Попри те, що в інтрузивних породах кристалізація руйнує ліквідаційні текстури, їхні залишки у деяких випадках можна виявити. Ознаки ліквідації зберігаються, якщо розплав зазнав переохолодження у певному діапазоні температури або зниження флюїдного тиску, унаслідок чого його в'язкість зросла. У камптонітах Приазов'я виявлено ознаки ліквідації на етапі кристалізації магматичного розплаву. Глобули виразно простежуються на тлі основних породоутворюючих мінералів. Цікаво те, що глобули було знайдено виключно на межі між основною масою породи та мегакристами (рис. 1), а також безпосередньо у межах самих мегакрист (рис. 2).

Проведені петрографічні дослідження камптонітів Приазов'я дозволяють зробити припущення про наявність ліквідаційних процесів на етапі кристалізації розплаву.

Література

1. Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Приазовья. К. : Наук. думка, 1980. 432 с.
2. Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. К. : Наук. думка, 1978. 224 с.
3. Allaby M. A Dictionary of Geology and Earth Sciences (5th ed.). Oxford University Press, 2020. 720 p. <https://doi.org/10.1093/acref/9780198839033.001.0001>
4. Mochtari A., Verde D. Xenocrysts in Eocene Camptonites from Taourirt, Northern Morocco // Mineralogical Magazine, 1988. 52 (368). P. 587—601. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.368.04>
5. Лучицкий В.И. Ультраосновные и щелочные основные породы северо-восточного Приазовья. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе. Том II, 1936. 269 с.
6. Вальтер А.А., Єрьоменко Г.К. Особливості складу та генезису мегакристалів авгіту камптонітових дайок східного Приазов'я // Доповіді АН УРСР. Серія Б: Геологія, геофізика, хімія та біологія. К. : Наук. думка, 1973. С. 873—878
7. Вальтер А.А., Єрьоменко Г.К. Мегакристаллы щелочного полевого шпата камптонитов Приазовья // Доклады АН СССР. Т. 217, № 5. М. : Изд-во Наука, 1974. С. 1163—1168
8. Ганеева Г.М. Формации лампрофиров // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М. : Изд-во АН СССР, 1960. с. 59—66.
9. Матвійчук М.В., Донський М.О. Геохімічні особливості та генезис дайкових порід Хлібодарівського кар'єру // Геохімія та рудоутворення. 2006. Вип. 24. С. 56—59
10. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. К.: Наукова думка, 1986. 192 с.
11. Кульчицька Г.О., Черниш Д.С., Герасимець І.М. Мінералогічні й термобарометричні ознаки ліквідації розплавів у гіперсольвусних сієнітах Українського щита // Мінерал. журн. 2020. 42, № 1. С. 36—48. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.036>

**ШОК-ЕКСПЛОЗИВНІ ПОРОДИ ІЛЛІНЕЦЬКОГО КРАТЕРА
(УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Павлова О. О.¹, Павлов Г. Г.²

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ Інститут геології, Київ, Україна

² Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України, Київ, Україна,

SHOCK-EXPLOSIONS ROCKS OF THE ILLINTSI CRATER (UKRAINIAN SHIELD)

Pavlova O.O.¹, Pavlov G.G.²

¹Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine.

²M.P.Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

The uncertainty of the genesis of the explosive rocks of the Illintsi crater and the constantly renewable discussion about the mechanism of their formation allowed the authors to propose combining these rocks into a single group of shock rocks, the filling of which does not depend on their genesis (fluidisite-volcanic or impact). The petrographic committee is proposed to unite the rocks of each structure in stratigraphic complexes of shock - explosive rocks by the name of the crater structures: Illintsi, Belilivsky, Obolonsky, Rotmistrivsky, Boltysky, Ternivsky, Zelenogaisky and to include them in the stratigraphic scheme of Ukraine. The model of multi-aspect classification of crater rocks is proposed without taking into account their genesis.

За існуючими уявленнями Іллінецький метеоритний кратер розташований в 10 км на захід від м. Іллінці Вінницької області в долині р. Собок. Головні представники порід кратера за уявленнями дослідників представлені або типовими імпаکتитами різноманітних структурно текстурних типів [1, 2], або вулканогенними утвореннями [3, 4]. В будові його цоколя головну роль відіграють: мезоархейські ендербіти літинського комплексу та палеопротерозойські гранітоїди гайсинського, уманського та бердичівського комплексів. Ендербіти містять останці кристалосланців і кальцифіритів тиврівської товщі дністровсько-бузької та росинсько-такицької серій. Вік утворення Іллінецького кратера 445 млн років. Припускається, що величина ерозійного зрізу поверхні УЩ в районі Іллінецького кратера становить приблизно 300-400 м (Гуров, 1998).

Ефузивні породи, що відкриті кар'єром в південній частині Іллінецької астроблеми (імпактного кратера), за своїми петрографічними та петрохімічними особливостями дозволяють інтерпретувати їх або як продукт плавлення порід мішені, або як викиди флюїдизитної лужної магми мантіїного походження через трубку-сопло з утворенням кратерної структури поверхневого вибуху. Проблема з Іллінецькою структурою пов'язана історично з віднесенням порід, що її формують, спочатку до ефузивних утворень [5], а потім, після виявлення ознак імпактного походження – до метеоритного кратеру [1, 2]. Проте й досі суперечки щодо походження структури не затухають [3, 4], особливо під час

активного розвитку теорії механізму формування вибухових діатрем та трубок при проникненні флюїдизитів кімберлітів та лампроїтів в приповерхневу зону земної кори.

Таке зближення сучасних уявлень про механізм формування шок-експлозивних кратерних екзо- та ендоструктур під дією шокowego тиску вибухової хвилі з розігрівом вмісних порід до температур 1500⁰С (можливо і вище) як при утворенні астроблем, так і при виверженні кімберлітових та лампроїтових флюїдизитів в поверхневу частину еродованого кристалічного докембрійського фундаменту, породжує неоднозначність як петрографічного трактування будови порід, що досліджуються, так і визначення їхньої номенклатурної назви, якій заздалегідь упереджено надається пріоритет генетичного характеру. І головне, що породжує неоднозначність у вирішенні питання походження Іллінецької структури – це невідповідність складу шокowo-експлозивних порід (близької до орендитової асоціації) породам кристалічного фундаменту, на яких вона формується (рис.).



Рисунок - Загальний вигляд зразків шок-експлозивних туфів (трахітових зювітів з точки зору імпактного походження): а) – проглядається перехрестна орієнтація плоских пор та сплюснених вітрокlastових лапілі; б) крупна порожнина, що у поперечнику досягає 4 см.

Для вирішення таких проблем, що час від часу виникають з відповідними утвореннями рекомендуємо Петрографічному комітетові продовжити вивчення петрографії, геохімії та мінералогії порід кратерних структур шок-експлозивного походження на Українському щиті, провести багатоаспектну систематизацію накопичених матеріалів, виробити критерії беззаперечного віднесення порід до вулканогенно-експлозивного або до коптогенного утворення. При створенні сучасного довідника по шок-експлозивним (ShE-) породам України необхідно:

- розкласифікувати породи кратерних фацій *за розміром уламків* на: (ShE) – експлозивну брекчію, ShE-туф (лапілієвий та попеловий) та ShE-агломерат. *За складовими* туфи та агломерати доцільно розділити на підвиди – вітрокlastовий, кристалокlastовий, літокlastовий, мікститовий і *надати їм відповідну видову класифікаційну назву*;

- до видової назви брекчія, туф або агломерат бажано додати назву тієї магматичної, метаморфічної, осадової породи, по якій вона утворилася

(трахітовий Sh-туф іллінецького комплексу, піщана Sh-брекчія тернівського комплексу, гранітна Sh-брекчія бовтиського комплексу). Назва шок-експлозиву в склуватих відмінах повинна надаватися по вмісту SiO_2 та суми лугів за видовою ознакою ефузивів (трахітовий, ріолітовий, базальтовий тощо), у випадку брекчії – за назвою повнокристалічної породи, по якій вона утворилася – граніту, гнейсу, габро, амфіболіту, пісковика, вапняку тощо);

· за наявності *беззаперечних ознак* імпактоного походження кратера, для означення в ньому *масивних в пластовому заляганні* повністю склуватих порід (як, наприклад, обсидіан) рекомендується використовувати, як це прийнято, назву тагоміт, в інших випадках, якщо присутні ознаки елементів кластичних структур брекчієвої, лапілієвої, туфової розмірності, породи слід визначати як зювіти. Перевідкладені фрагменти цих порід різного розміру, зцементовані теригенним та глинистим матеріалом поза межами корінного залягання, рекомендується визначати як теригенно-осадова брекчія тагомітів, зювітів, або їхньої суміші (агломератова брекчія) на відповідному цементі..

· *об'єднати* породи шок-експлозивного походження у територіальні стратиграфічні комплекси за назвою тієї чи іншої кратерної структури, де вони проявлені, наприклад, білилівський, іллінецький, оболонський, ротстрімівський, бовтиський, тернівський, зеленогайський і внести ці комплекси у стратиграфічну схему України.

Література

1. Вальтер А. А., Рябенко В. А. Взрывные кратеры Украинского щита. - К.: «Наукова думка», 1977. 156 с.
2. Гуров Е. П., Гурова Е. П. Геологическое строение и вещественный состав пород импактных структур / Гуров Е. П., Гурова Е. П. ; Отв. Ред. Рябенко В. А.; АН УССР. Ин-т геол. наук. – Киев; Наук.думка, 1991. 160 с.
3. Ентин В. А. и др. Геофизические аспекты строения и генезиса Ильинецкой структуры: импакт или вулкан? / В.А.Ентин, М.И.Орлюк, С.И.Гуськов и др. // Геофизический журнал. №1. Т.35, 2013. С.100-112.
4. Гинтов О. Б. и др. Об эндогенной природе Ильинецкой структуры / О.Б.Гинтов, Т.П.Шевченко, В.Н. Голуб // Геол. журн., 1975, 35.№1. С.52 – 60.
5. Усенко И. С. И др. Справочник по петрографии Украины / И.С.Усенко, К.Е.Есипчук, И.Л.Личак, В.А.Слипченко, В.А.Цуканов. – К.: «Наукова думка», 1975. 580 с.

**АВТОЛІТИ ТА КСЕНОЛІТИ ІЗ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ
«НОВОЛАСПІНСЬКА» (СХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА)**

Павлов Г.Г., Вишневський О.А., Литвиненко Ю.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, genychpavlov@gmail.com

**AUTOLITHS AND XENOLITHS FROM KIMBERLITES OF THE
"NOVOLASPYNSKA" PIPE (EASTERN AZOV REGION, UKRAINE)**

Pavlov G.G., Vyshnevskiy O.A., Lytvynenko Yu.O.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, genychpavlov@gmail.com

Nodules from the Novolaspynska kimberlite pipe have been studied. Analysis of the composition of autoliths and xenoliths allows us to make assumptions about the initial carbonatite direction of differentiation of kimberlite melt with separation of calcium-carbon dioxide component into the upper horizons of mantle diapir and a slight enrichment of the residual melt by potassium and silica. The fluidized state of kimberlite magma is characteristic only to the early stage of penetration of the mantle gas differentiate (a kind of explosive blowing of the channel by a hydrogen-carbon dioxide gas mixture), which in the following phases changes to a liquid degassed melt, that intrudes by the effusive mechanism.

Кімберлітова трубка «Новоласпінська» територіально знаходиться в Тельманівському/Бойківському районі Донецької області у південно-західній частині Новоласпінської групи кімберлітових тіл і тектонічно приурочена до північної частини однойменної кільцевої структури. За своєю будовою являє субвертикальне тіло трубко/соплоподібної форми, вмісними породами якої є жорсткі кристалічні породи докембрійської рами, що представлені гранітоїдами хлібодарівського комплексу палеопротерозою. Вона складена еруптивною та автолітовою брекчією, просякнутою кімберлітами порфірової та масивної будови [1]. В еруптивній брекчії присутні ксеноліти дунітів та гарцбургітів з піропом, олівінові перидотити з хромшпінелідами, з флогопітом, з ортопіроксеном, а також ксеноліти ільменіт-флогопітового складу. За даними [2, 3] в кімберлітовій брекчії присутні ксеноліти вмісних гранітоїдів та мегакристи повністю серпентинізованих вкраплень олівіну та хлоритизованого флогопіту. Як автоліти, так і ксеноліти формують в кімберлітах нодульні текстури. Нодулі при вивітрюванні відділяються від вмісних кімберлітів, мають овальну, ізометричну або деформовану форму та розмір у декілька сантиметрів.

Об'єктом дослідження даної роботи вибрані нодульні утворення жерлово-соплової фації із керну св. 293/16 з глибини 91 та 101м (див. рисунок). За зовнішнім виглядом це утворення до 25 мм в діаметрі, овальної пластично-деформованої форми, зеленувато-сірого кольору, а також гострокутний уламок серпентинізованого перидотиту світлого сірувато-салатового кольору. Внутрішня будова двох жовен з глибини 91 м (Нл238-1 та Нл238-2) дозволила класифікувати їх як автоліти. Головним критерієм явилася відсутність в середині нодулів ядер. Їхня форма сплющено-овальна. Контакт з вмісним

кімберлітом – доволі чіткий і міцний. Як речовина автолітів, так і власне вмісний кімберліт, що «припаяний» до нього, характеризуються мікрокристалічною та приховано кристалічною будовою з вкрапленнями зерен флогопіту ідіоморфної форми, розміром до 3мм по довгій осі. Контактіві поверхні нодулів гладкі, покриті кіркою товщиною до 0,2 мм з матово-масним блиском. Досліджені автоліти, як і вмісні кімберліти складаються із карбонатів, серпентинових псевдоморфоз по монтичеліту, хлоритизованого флогопіту, сфену, також ільменіту, титаномagnetиту, шпінелі, апатиту. Основу автолітів і кімберлітів складає мікрокристалічний агрегативний карбонат, між зернами і скупченнями якого формуються волокна та пластинки шаруватих силікатів та алюмосилікатів (хлорит, серпентин, флогопіт) що за формами виділення нагадують спаяні попелові вітрокласти. В основній масі нодулів спостерігається значна кількість окремих мікрокристаліків хромистого сфену та їхніх жовноподібних агломерацій. Поряд з цим, зерна ільменіту та хромистого сфену обростають амебоподібними облямівками безхромистого сфену другої генерації. Обидва нодулі петрографічно схожі між собою, відрізняючись трохи різним співвідношенням карбонатної та алюмосилікатної складової. Внутрішньо автоліти більш-менш рівнозернисті і включають серпентинізовані та хлоритизовані порфірові вкраплення монтичеліту та флогопіту. Границя між автолітом та вмісним кімберлітом фіксується по появі тонкої серпентинові облямівки навколо нодуля. З боку кімберліта в зоні контакту зростає кількість кутастих уламків серпентинізованого олівіну, овальних ізометричних псевдоморфоз серпентину по олівіну, розщеплених та деформованих лусок флогопіту, підвищується вміст глинистих мінералів.

За хімічним складом автоліти більш карбонатні і менш лужні та кременеві у порівнянні із вмісними кімберлітами, але вкладаються в діапазон коливання концентрації головних компонент кімберлітів. Виходячи з того, що автоліти є більш лейкократовими ніж кімберліти, збагачені карбонатом і мають титан-фосфорну спеціалізацію, а всі титанові мінерали ранньої кристалізації збагачені хромом, можна припустити, що кімберлітовий флюїдизат на ранньому етапі проникнення при утворенні автолітів носив більш газово(воднево)-вуглекислотний характер і міг наближатися до карбонатитового, як *результат глибинної (мантійної) осередкової диференціації*. Таке проникнення ранньої порції газового мантійного диференціату могло забезпечити свого роду «вибухову продувку» інтрузивного каналу та заповнення його автолітовою та експлозивною інтрузивною брекчією у верхній частині каналу соплової (трубчатої) форми, які поступово просякалися рідким дегазованим кімберлітовим розплавом, що інтродував вже за ефузивним механізмом. За хімічними параметрами кімберлітовий розплав еволюціонував з незначним підвищенням кремнекислотності та лужності.



Рисунок - Загальний вигляд: а– нодулів автолітів (№ Нл238-1, Нл238-2, св. 293/16, гл. 91 м); б, в– нодулів ксенолітів (№ Нл233, св. 293/16, гл. 101 м та № Нл118к, св. 293/16, гл. 91 м).

Поряд з автолітами, в кімберліті трубки присутні нодулі, в ядрах яких спостерігаються уламки як окремих кристалів, так і порід мантийного та корового походження. Як приклад – зразок ксенокристалу, повністю серпентинизованого олівіну з тонкорозсіяним пелітоподібним магнетитом по тріщинах та хризотил-гематитовою оболонкою на контакті з кімберлітом (Нл233). Другий ксеноліт – олівіновий перидотит, що пройшов стадію динамотермального метаморфізму в умовах гранулітової фації з наступним діафторезом в умовах амфіболітової фації, без слідів активного термально-баричного впливу кімберлітового носія. Мінеральний склад ксеноліта перидотита (зр. Нл118) представлений карбонат-серпентиновими псевдоморфозами по зернам піроксенів та олівінів, що заміщуються вздовж тріщин та контурів зерен агрегативним гранатом андрадитового ряду. В інтерстиціях спостерігаються ізометричні виділення, що складені продуктами гізінгеритизації гіперстену, буро-зеленою роговою обманкою, хлоритизованим біотитом, апатитом, карбонатом, а також магнетитом, цирконом, сфеном, оксидами і гідрооксидами заліза, сульфідами тощо. Враховуючи погану розкристалізацію кімберлітів та слабку метасоматичну взаємодію ультрабазитових ксенолітів з кімберлітовим розплавом можна говорити про високу швидкість остигання порід прикратерної та соплової частини кімберлітової трубки за відсутності осадового чохла.

Література

1. Юткина Е.В. Кононова В.А. Богатилов О.А. и др. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. – 2004. –Т. 12. – № 2. – С. 159-175.
2. Шеремет Е.М. и др. Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита /Е.М. Шеремет, Н.А. Козарь, С.Н. Стрекозов и др., под ред. чл.-корр. НАН Украины А.В. Анциферова. Украинский государственный научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики и мажшейдерского дела НАН Украины. – Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отделение). 2014. – 367 с.
3. Ю.В. Гейко и др. Перспективы коренной алмазности Украины / Ю.В.Гейко, Д.С. Гурский, Л. И. Лыков и др. – Киев–Львов. Издательство «Центр Европы». 2006. 200 с.

УДК 552.323.6 (477)

**СКЛАД ТА БУДОВА НОДУЛІВ ІЗ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ «НАДІЯ»
(СХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА)**

Павлов Г.Г., Вишневський О.А., Литвиненко Ю.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, genychpavlov@gmail.com

**COMPOSITION AND STRUCTURE OF NODULES FROM KIMBERLITES
OF THE "NADIYA" PIPE (EASTERN AZOV REGION, UKRAINE)**

Pavlov G.G., Vyshnevskiy O.A., Lytvynenko Yu.O.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, genychpavlov@gmail.com

Nodules from kimberlites of the Nadiia pipe of the Eastern Azov area were studied. According to petrographic and petrochemical criteria, it was concluded that the analyzed nodules could have formed and continued to grow at different depths of the magma column, from the beginning of nucleation of clumps to eruption. Their formation occurred by mechanism of the formation of "snowballs" in the apical parts of the intruding column at various pressures and temperatures under the conditions of mobile environment and flotation gas-fluid differentiation. Possible depths of nodules nucleation are from 150 km to near-surface, at initial temperatures of mantle rocks melting below 1500°C.

Кімберлітова трубка «Надія» територіально знаходиться на південному-сході Донецької області в центральній частині Новоласпинського «куща» кімберлітових трубок. За своєю будовою – це нахилене на південний захід тіло трубки/соплоподібної форми, що на глибині переходить у дайкоподібне утворення. Вмісними породами є жорсткі кристалічні породи докембрійської ери, представлені сублужними гранітоїдами хлібодарівського комплексу протерозою. Кімберлітове тіло складене ксенотуфобрекчією, брекчією та кімберлітами порфірової будови, що тяжіють до її центральної частини [1], підкреслюючи мінімальний ерозійний зріз структури. Як автоліти, так і ксеноліти, що трапляються в кімберлітах складають ядра нодулів. Останні мають овальну, ізометричну, деформовану та уламкову форму та розмір у декілька сантиметрів (див. рисунок). Їхня внутрішня будова характеризується зонально-оболонковим розподілом матричних мінералів та субзгідною з оболонками орієнтацією подовжених та сплосчених ксенокристів. Така будова нодулів могла утворитися при «захопленні» мікроуламків за механізмом «снігової грудки» при обертанні нодулів під час кристалізації серпентин-карбонатної кімберлітової матриці. Серед досліджених нодулів були виявлені такі, що мали в ядрах ксеноліти вмісних гранітів (H246, H254), розгнейсований фрагмент слюдяного тектоніту по їхньому пегматиту (H227). Інші нодулі віднесені до автолітових. Вони, як і за даними [2, 3], насичені серпентинізованими зернами олівіну, флогопіту, пікроільменіту, карбонатів, кременистими утвореннями, уламками окремих зерен кварцу, альбіту та мікрокліну. Всі ксенокристи незалежно від розміру облямовані реакційними оболонками на контакті з серпентин-карбонатною матрицею нодулів. Склад

окремих мінералів та їхніх кластів визначався методом мікрозондового аналізу. Хімічний склад порід визначався методом РФА (див. таблицю).

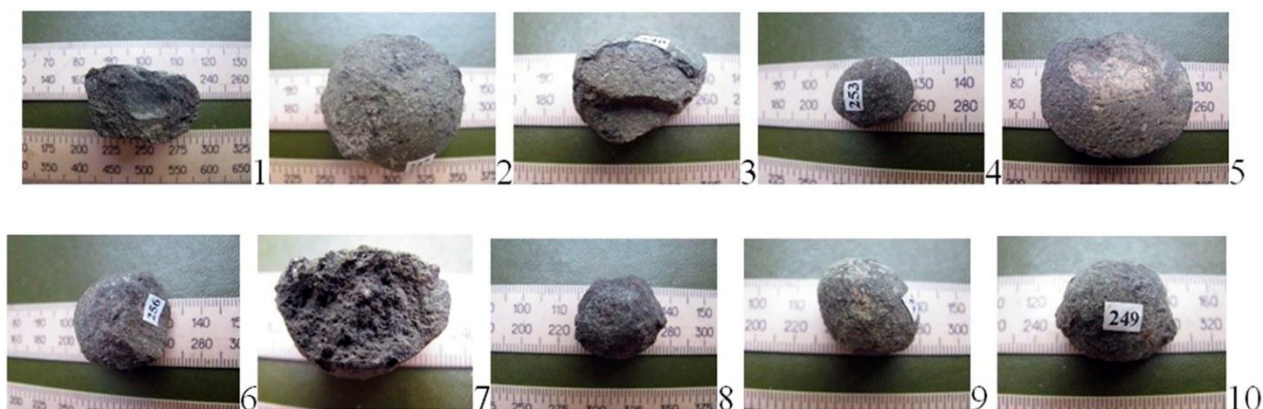


Рисунок - Загальний вигляд нодулів із св.209/9, трубки «Надія»: 1-Н127 (гл. 38 м.); 2-Н227 (гл. 58 м.); 3-Н246; 4-Н253; 5-Н254; 6-Н256; 7-Н259 (3-7, гл. 63 м); 8-Н262; 9-Н257; 10-Н249 (без глибинної прив'язки)

Використовуючи «Петрохімічну класифікацію порід видів кімберлітів», запропоновану [4, с. 253-264], матрична речовина нодулів, що вивчалися, за вмістом калію віднесена до сублампрофірової+лампрофірової варіації, окрім нодуля Н127, що віднесена до ультраосновної варіації. За граничними значеннями CaO/MgO , що визначають температуру плавлення магмогенеруючого розплаву, нодулі проявляють досить широкий діапазон і відносяться до 4 різновиду (кімберлітових карбонатитів) – зразок Н127, до 5 різновиду (карбонатитових кімберлітів) – зразки Н253, Н257, Н249, Н254, до 7 різновиду (власне кімберлітів) – зразки Н227, Н256, до 10-11 різновидів (магнезіальних кімберлітів) – зразки Н262, Н259. Більшість нодулів відносяться до сьомої популяції кімберлітів з глибиною зародження меншою за 150 км, що відповідає межі глибин піроп-алмазної та піроп-графітової фацій. Проте, треба відмітити існування їхньої внутрішньої хімічної мікронеоднорідності, що дозволяє говорити про наявність в матриці автолітів нуклеарних згустків ймовірно більш глибинного походження.

Таким чином, аналіз отриманих даних дозволяє припустити, що проаналізовані нодулі, ймовірно, зароджувалися і продовжували свій ріст на різних глибинах існування магматичної колони від початку утворення нуклеарних згустків автолітів та формування оболонок навколо окремих ксенолітів верхньомантіїного та корового матеріалу аж до моменту виверження. Тому можливий діапазон глибин зародження нодулів складав від 150 км до приповерхневих (з ксенолітами гранітоїдів) за температур від 1500°C (початок плавлення мантіїної речовини) до температур кристалізації нодульного матриксу в кратерній частині трубки. Відповідно, формування нодулів швидше за все відбувалося за різних тисків та температур в умовах флотаційної газовой-флюїдної диференціації в апікальній частині інтродуючої магматичної колони за механізмом утворення «снігових грудок».

Таблиця. Хімічний склад нодулів із кімберлітів трубки «Надія» (%)

Зразок №	H249	H257	H127	H227	H246	H253	H254	H256	H259	H262
SiO ₂	37,65	40,88	35,50	34,73	46,24	30,77	41,43	37,75	36,34	40,28
TiO ₂	2,21	2,40	2,99	4,34	0,35	3,47	2,03	2,56	2,18	2,23
Al ₂ O ₃	9,39	6,58	6,95	8,68	14,53	8,35	10,03	8,41	9,54	10,52
Cr ₂ O ₃	0,10	0,10	0,09	0,22	0,05	0,11	0,06	0,08	0,07	0,05
FeO	11,39	9,65	14,20	10,24	2,70	13,29	11,96	10,67	14,18	13,90
MnO	0,22	0,36	0,36	0,13	0,22	0,27	0,20	0,23	0,21	0,24
MgO	16,95	15,84	12,67	24,19	2,78	17,42	13,60	18,21	25,61	23,35
CaO	19,20	21,92	26,59	14,79	24,55	24,64	17,61	14,16	5,50	7,42
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	2,75	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	2,15	1,66	0,39	2,16	5,31	1,33	2,31	1,50	1,55	1,49
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	5,86	4,15	0,00
SrO	0,32	0,25	0,19	0,16	0,04	0,27	0,14	0,28	0,28	0,21
SO ₃	0,34	0,28	0,00	0,20	0,27	0,00	0,19	0,22	0,34	0,26
ZrO ₂	0,07	0,09	0,08	0,15	0,02	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Література

1. *Шеремет Е.М.* и др. Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита / Е.М. Шеремет, Н.А. Козарь, С.Н. Стрекозов, А.И. Чашка, В.А. Бондаренко, Ю.И. Федоришин, П.И. Пигулевский, под ред. Чл.-корр. НАН Украины А.В. Анциферова. Украинский государственный научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики и мажейдерского дела НАН Украины. – Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отделение). 2014. 367 с.
2. *Юткина Е.В. Кононова В.А. Богатиков О.А. и др.* Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. 2004. Т.12, №2. С. 159-175.
3. *Ю.В. Гейко и др.* Перспективы коренной алмазоносности Украины / Ю.В.Гейко , Д.С. Гурский, Л.И. Лыков, В.С.Металиди, В.Н.Павлюк, В.Л.Приходько, С.Н.Цымбал, Л.М.Шимкив – Киев–Львов. Издательство «Центр Европы». 2006. 200 с.
4. Кимберлиты и карбонатиты. Сборник статей /Под ред. Василенко В.Б. – Новосибирск: Параллель. 2013. 745 с.

УДК: 550.37+552+559.122

НОВІ ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНІ ДАНІ ПРО ПРОЦЕСИ ФОРМУВАННЯ ОКРЕМИХ «ІМПАКТНИХ» СТРУКТУР

Соловійов В.Д.¹, Якимчук М.А.², Корчагін І.М.¹

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, просп. Акад. Палладіна,
32, Київ, 03680, Україна, solvalera@ukr.net

²Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, пер.
Лабораторний, 1, Київ, 01133, Україна, yakymchuk@gmail.com

NEW EXPERIMENTAL DATA ON THE SEPARATE "IMPACT" STRUCTURES FORMATION PROCESSES

Soloviev V.D.¹, Yakymchuk N.A.², Korchagin I.N.¹

¹Institute of Geophysics National Academy of sciences of Ukraine, Kyiv,
solvalera@ukr.net

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv,
yakymchuk@gmail.com

The purpose of our experiments was the additional data on the nature of large impact structures obtaining with the frequency-resonance characteristics of sections using because there is a direct connection of resonant frequencies with geological boundaries depth and the rocks' composition. These methods of satellite images processing [2] use the resonance frequencies data of the classified rock types (sedimentary, metamorphic, and magmatic). The different views on the impact structures formation process could indicate that their genesis was not established now even for the most studied of them. The obtained results of experimental researches can serve as an additional criterion for the genesis and complex processes of impact and ring structures formation studying and gave additional arguments in favor of volcanic genesis for separate shock structures.

Зведений каталог ударних метеоритних кратерів Землі нараховує більше 1500 структур різного віку і розміру [1]. Використання частотно-резонансних характеристик розрізу дозволило отримати додаткові і незалежні експериментальні дані для визначення генезису окремих кільцевих структур [2, 3], що відносяться до групи великих імпактних утворень (кратери Чиксулуб, Вредерфорт, Ільїнецький та ін.).

Кратер Чискулуб, розташований в Мексиканській затоці і північно-західній частині півострова Юкатан (рис. 1 А), був виявлений в 1978 році за даними геофізичних досліджень [4]. Ця, невидима з поверхні, кільцева структура віком 66 млн.років і діаметром близько 170 км, традиційно належить до найбільших астроблем світу.

Її існування було підтверджено результатами глибоководного буріння [5]. За цими даними (свердловина М0077) в 2016 році в породах кратера був виявлений перехідний шар порід (К-Pg boundary) потужністю близько 75см (рис. 1 Б), збагачений іридієм, іншими сідерофільними і халькофільними елементами, а також сульфідами нікелю.

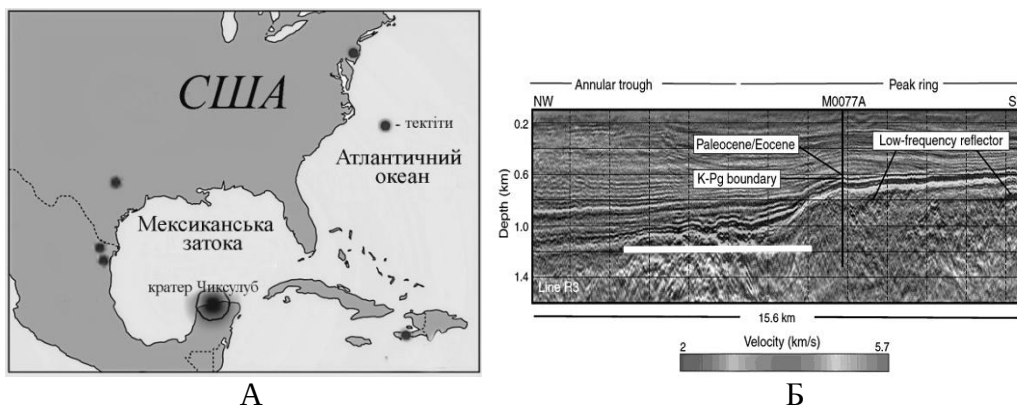


Рисунок 1 - Розташування кратеру Чиксулуб (А), Б – глибинний розріз, за [6], вздовж сейсмічного профілю Chix10, з положенням гранітів фундаменту (біла лінія) за нашими даними.

Вважається, що виявлена тут (і в різних регіонах світу) аномальна концентрація іридію, пояснюється її позаземним походженням. Наявність такого глобально поширеного аномального іридієвого прошарку на даний час є вагомим аргументом на користь «метеоритної» гіпотези формування кратера Чиксулуб, падіння якого призвело до глобальної катастрофи біосфери Землі [7].

Однак, відомі дані про те, що катастрофа сталася до падіння метеорита Чиксулуб та існують інші можливі причини цієї події [8].

Крім того, за результатами наших досліджень, відгуки від частоти іридію фіксуються в різних імпактних структурах Землі і на глибині 59 км.

У глибинному розрізі кратера Чиксулуб за даними частотно-резонансних досліджень встановлено наявність гранітних вулканів з корінням на глибині 470 км (молоді) і 996 км (стародавні граніти). Для центральної частини кратера (рис. 1 Б) були отримані сигнали від гранітів (1235 м), доломітів і мергелів. Відгуки від ультрамафічних порід і лонсдейліту за межами центральної частини кратеру можуть відображати наявність «трубок вибуху» (кімберлітових трубок).

Вплив високих температур і тисків призводить до зміни хімічного складу і прояву в породах осової частини трубки (кратеру) ознак «ударного метаморфізму». Дані про виявлення структур кімберлітового типу на багатьох ділянках, що прилягають до акваторії Мексиканської затоки [9] свідчать про кореляцію частини виявлених кімберлітів з місцями формування імпактних структур різного розміру і віку (рис. 2), а також з наявністю в розрізах осадових товщ іридієвих прошарків, що може бути результатом виносу іридію з мантиї в процесі формування локальних і глибинних кімберлітових структур.

Характерно, що для багатьох регіональних структур Землі спостерігається віковий збіг проявів імпактитогенезу і формування кімберлітових структур [9]. Наявність глибинних вулканічних коренів у частини «імпактних» структур свідчить про неоднорідність їх можливого походження.

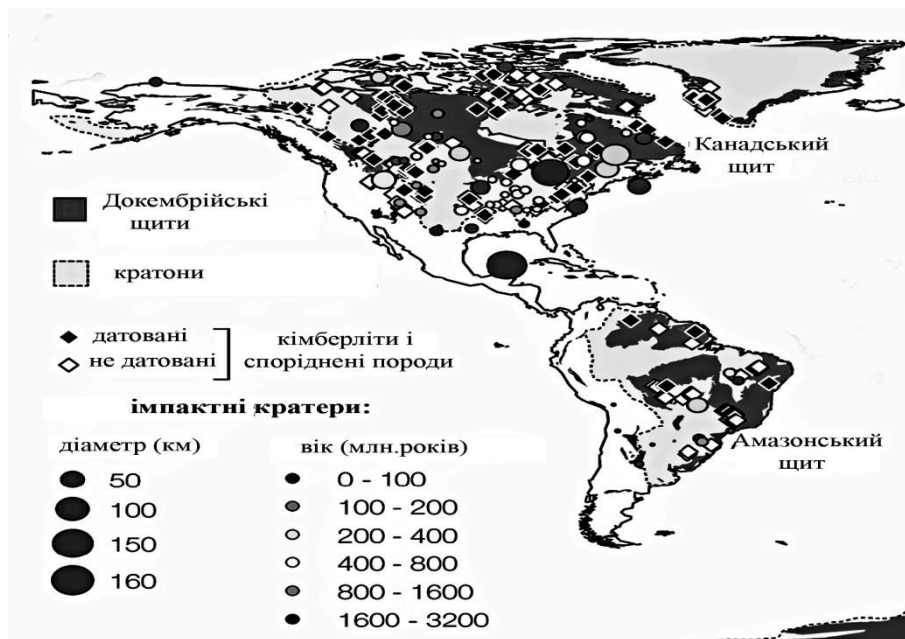


Рисунок 2 - Карта розташування кімберлітів та ударних кратерів Америки, масштабованих за розмірами та забарвлених за віком, за (Mazrouei et al, 2019).

Отримані результати експериментальних досліджень дали додаткові аргументи на користь можливого вулканічного генезису для окремих ударних структур. Вони можуть служити додатковим критерієм для вивчення генезису та складних процесів формування відомих імпактічних і кільцевих структур в різних регіонах Землі.

Література

1. "Earth Impact Database," Planetary and Space Science Centre (PASSC), University of New Brunswick; www.passc.net/EarthImpactDatabase; retrieved 22 July 2016.
2. Yakymchuk N., Korchagin I., Yanushkevich K. Approval of frequency-resonance methods of satellite and photo images processing on the geological structure "Chicxulub Crater"// Geoinformatika, 2020, 2, 39-49 (in Russian)..
3. Yakimchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Soloviev V.D. Geophysical research in the Ukrainian Maritime Antarctic Expedition 2018: mobile measuring equipment, innovative direct search methods, new results. Geoinformatika, 2019, No. 1. P. 5-27, (in Russian).
4. Alvarez, L., Alvarez W., Asaro F. and Michel H. Extraterrestrial cause of the Cretaceous–Tertiary extinction // Science 208, 1980, 1,095–1108, <https://doi.org/10.1126/science.208.4448.1095>.
5. Morgan, J., Gulick, C., Mellet S. et al., Chicxulub: Drilling the K-Pg Impact Crater// Proceedings of the International Ocean Discovery Program, vol. 364, International Ocean Discovery Program, 2017, doi: 10.14379/iodp.proc.364.2017.
6. Lowery C., Morgan J., Gulick S. et al. Ocean drilling perspectives on meteorite impacts// Oceanography 2019, 32(1):120–134, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.133>.
7. Schulte P., Alegret L., Arenillas I. et al. The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary// Science, 2010, 5 March, V. 327, 1214-1218.
8. Keller G. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? //Australian Journal of Earth Sciences, 2005, 52, 725 – 757
9. Mazrouei S., Ghent R, Bottke W. et al., Earth and Moon impact flux increased at the end of the Paleozoic //Science 2019, 363, 253–257.

**МОЛІБДЕНІТ ТА ЙОГО ЗРОСТАННЯ З СИЛІКАТНИМИ
МІНЕРАЛАМИ (ДІЛЯНКА ЧЕРВОНА, КРИВОРІЗЬКА СТРУКТУРА)**

**Сукач В.В.¹, Фалькович О.Л.², Бондаренко С.М.¹, Баряцька Н.В.²,
Грінченко О.В.³, Литвиненко Ю.О.¹, Канунікова Л.І.¹**

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, svital@ukr.net, sbond.igmr@gmail.com

²Геологічна сервісна компанія, Київ, Україна, falkovich@geoservicecom.com

³ІНІ «Інститут геології» КНУ ім. Т. Шевченка, Київ, Україна

**MOLYBDENITE AND ITS INTERGROWTH WITH SILICATE MINERALS
(CHERVONA SITE, KRYVYI RIH STRUCTURE)**

**Sukach V.V.¹, Falkovich O.L.², Bondarenko S.M.¹, Bariatska N.V.²,
Hrinchenko O.V.³, Lytvynenko Yu.O.¹, Kanunikova L.I.¹**

¹M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, svital@ukr.net,
sbond.igmr@gmail.com

²Geological Service Company LLC, Kyiv, Ukraine, falkovich@geoservicecom.com

³Institute of Geology of Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine

This paper discusses the results of studying of close to epitaxial or quasiepitaxial oriented intergrowths of molybdenite with micas and chlorite at Chervona site, Hannivka ore occurrence of molybdenum. Intergrowths are found while doing detailed researches with the use of electronic microscopes JEOL JSM-6700F and JEOL JMX-733M. Superthin interlayering of molybdenite and silicate mineral occurs within boundaries of matrix mineral that is associated with a tendency towards maximum possible symmetry between intergrain boundaries, characteristic of epitaxy. Such "layered" aggregates can be formed as a result of prolonged infiltration of the fluid enriched with molybdenum and sedimentation of mineral on structurally similar substrate. The similar phenomena are also documented for graphite deposits and very important for the development of ore-processing flow charts.

Ділянка Червона знаходиться в центральній частині Ганнівського (Східно-Ганнівського) рудопрояву молибдену, який розміщується в північно-східному борту Криворізької структури. Ділянка побудована стратифікованими утвореннями мезоархею (новокриворізька світа) і палеопротерозою (скелеватська і саксаганська світи криворізької серії). Новокриворізька світа виповнює бортову частину Криворізької структури, що інтродується двопольовошпатовими гранітоїдами демуринського комплексу. В складі світи домінують метаморфізовані вулканіти основного складу – метабазальти та туфи, які подекуди містять прошарки метааргілітів, метаалевролітів, метатуфітів (сланців біотитових, кварц-плагіоклаз-біотитових, інколи з гранатом). Продуктивне молибденове зруденіння представлене молибденітом і локалізується переважно в метабазальтах лавової фації у вигляді субзгідних зон завширшки від 20-30 м до 100 м і більше, орієнтованих субпаралельно контакту метабазальтів з гранітоїдами демуринського комплексу на відстані 10-50 м від нього. В меншій мірі зруденілими є гранітоїди в ендоконтакті з метавулканітами новокриворізької світи. Вміст молибденіту поступово зростає

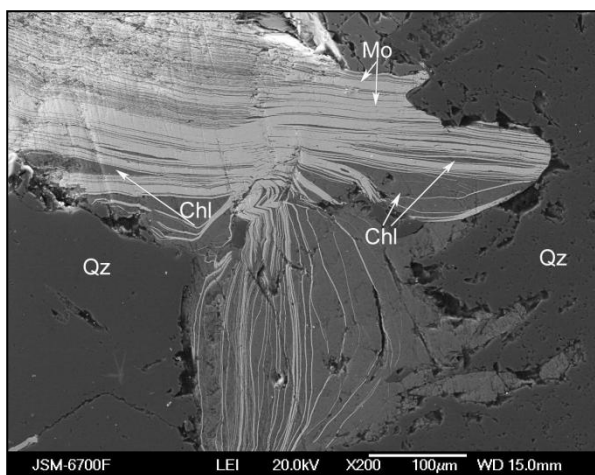
від крайових до центральних частин зон та змінюється у межах від 0,01 % до 0,17% (середні значення).

Рудовміщуючі metabazальти – це сірі, темно-сірі помірно сланцюваті, інколи масивні, від тонко- до дрібнозернистих породи плагіоклаз-амфіболового складу. Зруденілими є зони розсланцювання, які містять жильно-прожилкові утворення кварцового, епідот-кварцового, епідотового, інколи польовошпат-кварцового складу та помірну (0,5-3 %) сульфідну мінералізацію. Обсяг жильного матеріалу складає від 0,5 % до 3-5 %. Важливо зазначити, що інтервали інтенсивного розвитку кварц-епідотових та епідотових будинованих прожилків (до 15-20 %) є практично безрудними. Молібденіт переважно приурочений до зальбандів тонких, ниткоподібних 1-3 мм, а також більш потужніших до 0,5-1 см прожилків світло-сірого кварцу. Прожилки зазвичай субзгідні, рідко січні по відношенню до сланцюватості порід. Певний обсяг молібденіту приурочений також до лінз, лінзоподібних будин, карманів світло-сірого кварцу завбільшки 1,5-4 см. В таких обстановках він концентрується на звуженнях і виклиненнях лінз, будин і в нерівних обмеженнях карманів.

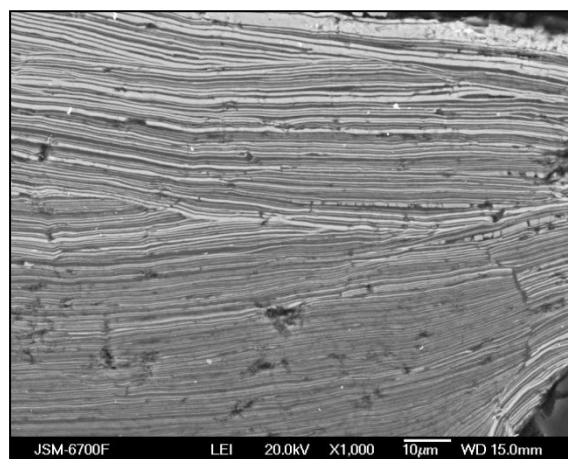
В межах рудних тіл, які оконтурюються за вмістом молібдену в центральній частині рудоносних зон, молібденіт утворює ланцюжки, шліри, лінзочки розміром до 0,5-1 см, які орієнтовані хаотично, або агрегати (0,5-3 мм) однонаправлених видовжених лусок і пластинок, рідше відмічаються ізометричні скупчення у вигляді гнізд, розеток завбільшки 1-2 мм, рідко до 1-2 см. Розмір окремих лусок складає від 0,02 мм до 0,1 мм. Як правило, молібденіт виявляється в асоціації з піритом, піротином, халькопіритом, або без них. Зокрема, самотійні луски молібденіту можуть виявлятися в основній масі породи; подекуди спостерігаються мономінеральні лінзочки і прожилки (до 1 мм), які яскраво проявляються на сколах.

Під рудним мікроскопом молібденіт має неоднорідне забарвлення в сірих, білих до блакитного тонах. Для мінералу характерне двовідбиття та сильна оптична анізотропія. В більшості лусок молібденіту спостерігаються полісинтетичні двійники тиску, фігури зім'яття, блокове і хвилясте згасання. В асоціації з молібденітом, окрім вище зазначених рудних мінералів (піриту, піротину, халькопіриту), виявлені також магнетит і гематит.

Окремо слід відмітити деякі особливості зростків молібденіту з породотвірними силікатними мінералами, що є доволі характерними для Ганнівського рудопрояву загалом. Вивчені нами орієнтовані зростки молібденіту зі слюдами і хлоритом близькі до практично епітаксичних або квазіепітаксичних. Проростання настільки тонкі, що в багатьох випадках вони були виявлені лише завдяки прецизійним електронно-мікроскопічним дослідженням (рис.). Надтонке чергування молібденіту та силікату відбувається чітко в межах границь мінералу-матриці (рис. а), що пов'язано з проявами характерної для епітаксії тенденції досягнення максимально можливої симетрії міжзернових меж.



a



b

Рисунок - Електронно-мікроскопічне зображення ультратонких зростків молібденіту (Mo, світло-сірий) з хлоритом (Chl, сірий). Ділянка Червона, Ганнівський рудопрояв, свердловина 01, глибина 367,5 м.

Можливо утворення подібних «змішано-шаруватих» агрегатів відбувалося в умовах тривалої інфільтрації збагаченого молібденом флюїду та кристалізації мінералу на структурно близьку підкладку. Мінерал-підкладка (слюда, хлорит), виконує роль своєрідного структурного каталізатора процесу осадження молібденіту. Епітаксичне наростання молібденіту на базальну площину слюди, можна трактувати як один з прикладів структурно-обумовленого парагенезису. При цьому утворюються закономірні зрощення мінералів, які мають певну ступінь подібності елементів структури, але різну природу хімічного зв'язку. Базальна поверхня слюд слугувала своєрідним адсорбційним шаром і мала позитивний вплив на процес кристалізації сульфідів молібдену. До речі, подібні зростання в межах цього рудопрояву, але вже за участю графіту та слюд, ми спостерігали в метаалевролітах метапелітової пачки, що залягає на новокриворізькій світі.

Селективна активність кристалічних поверхонь слюд зі своєрідним ефектом адсорбції має великий вплив на генезис родовищ молібденіту, графіту [1] та інших мінералів. Саме в подібних зрощеннях виникає низькоенергетична поверхня розділу мінералів. У зв'язку з цим подібні зростання можуть мати перевагу перед випадковими, неорієнтованими.

Закономірно орієнтовані зростання мінералів – це одне із малодосліджених, проте поширених явищ, яке може відігравати суттєву роль у формування родовищ молібдену (під час кристалізації молібденіту), а також графіту в метаморфічних товщах УЩ. Результати вивчення зростань молібденіту із силікатними мінералами ділянки Червона, Ганнівського рудопрояву Криворізької структури УЩ будуть використані під час розробки технологічної схеми збагачення руд.

Література

1. Bondarenko S., Grinchenko A., Melnikov V., Siomka V. About a role of structural-heritable relations between some coexisting minerals in minerageny (with the Ukrainian shield as an example) // 32nd IGC, Florence 2004, Abstract volume part 1, p. 221.

УДК 552.111: 552.333. 5(477.8)

ПЕТРОГРАФІЧНІ ОЗНАКИ ЛІКВАЦІЇ НА ПРИКЛАДІ МІДЕНОСНИХ ВУЛКАНІТІВ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ ЗАХІДНОЇ ВОЛИНИ

Федоришин Ю.І.¹, Бацевич Н.В.², Наумко І.М.²

¹Національний університет водного господарства та природокористування,
Рівне, Україна, geologist@bigmir.net

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
natalja_bats@ukr.net, naumko@ukr.net

PETROGRAPHIC SIGNS OF LIQUATION ON THE EXAMPLE OF COPPER-BEARING VOLCANITES OF THE TRAPPEAN FORMATION OF THE WESTERN VOLYN

Fedoryshyn Yu.I.¹, Batsevych N.V.², Naumko I.M.²

¹National University of Water and Environmental Engineering, Rivne, Ukraine,
geologist@bigmir.net

²Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine,
Lviv, Ukraine, natalja_bats@ukr.net, naumko@ukr.net

The presence of multistage liquation phenomena in the process of formation of the trappean formation of Western Vohyn is proved, which influenced the extraction, transfer and localization of native copper. For the first time the main petrographic features of liquation phenomena are established, namely: globular structure, coalescence phenomena, formation of diffuse magnetite shell around the globule, formation of inclusions and veinlets of native copper at different stages of basaltic melt evolution, starting from the earliest, in particular, appearance of small inclusions in plagioclase lesions, etc.

Трапові формації у світі є досить поширені, зазвичай вони просторово приурочені до кратонізованих ділянок, і породи у їхньому складі збагачені самородно-мідною мінералізацією. До родовищ цього типу належить загальновідома група родовищ півострова Ківіно (штат Мічіган, США), локалізованих в лавовій серії Портедж-Лейк. Крім того, подібні зруденіння є в Канаді, Росії (о. Мідний, Сибір), Китаї, Монголії, Індії, окремі рудопрояви виявлено в Данії (Фарерські острови) й Україні (Західна Волинь).

Однак, походження підвищених концентрацій самородної міді у подібних структурах трактується дослідниками неоднозначно. Наші дослідження з цього питання свідчать про безумовну причетність явищ ліквідації до формування самородно-мідної мінералізації, а в окремих випадках – до значних за запасами покладів самородної міді (півострів Ківіно, штат Мічіган, США).

Ліквідація (liquatio – плавлення, розрідження) – в петрології трактується як процес розділення магми при зниженні температури на два незмішувані розплави, подібно до того, як це відбувається при металургійних процесах [1, 2]. Відомо [3], що незмішувані рідини виникають у тих випадках, коли у процесі зміни фізико-хімічних умов (головно температури) початково гомогенна рідина стає нестійкою і, намагаючись перейти в стабільний стан, розшаровується на стійкі в новостворених умовах фази.

Відомо, що інтродований в гіпабісальну камеру магматичний розплав на границі з вмісними породами утворює оболонку загартування. Наявні в магмі флюїди і розчинені леткі по мірі розкристалізації розплаву відокремлюються від нього і в силу гравітаційного ефекту мігрують у напрямку загартованої покрівлі, де нагромаджуються і утворюють флюїдонасичені зони. Мігрувальні флюїди крім каталітичної ролі в реакціях виконують важливу транспортувальну роль, перерозподіляючи хімічні компоненти всередині магматичного тіла. У цьому плані велике значення відіграє можливість вибіркового вилуговування і перенесення таких рудогенних компонентів, як Cu, Ni, Co, Cr, платиноїди тощо.

Основні петрографічні ознаки ліквіації у міденосних відкладах трапової формації Західної Волині. Вивчаючи петрографічні особливості порід трапової формації, особлива увага зверталася на розташування глобулярних утворень відносно основної маси породи, що може слугувати ключем до розуміння того, які процеси відбуваються у магматичному розплаві при його кристалізації. В цьому аспекті заслуговує на увагу робота Х. Дж. Древера [4]. Саме в ній описано і обґрунтовано на мікроскопічному рівні низку петрографічних ознак, що доказують наявність ліквіації і її важливість у процесі рудоутворення.

Важливим у даному випадку буде навести тлумачення терміну глобулі, яка є визначальним об'єктом для розуміння проведених досліджень. Вслід за Бейлі Б. [5], глобулою визначаємо як краплеподібне відокремлення, що утворилося внаслідок виниклої за певних фізико-хімічних умов незмішуваності початково гомогенного силікатного розплаву.

Перша згадка про участь ліквіаційних процесів у формуванні базальтів трапової формації Західної Волині датується 2002 р. [6].

За даними наших власних петрографічних досліджень порід трапової формації отримано переконливі докази розвитку процесу ліквіації у базальтах і вперше встановлено низку ознак незмішуваності у їхньому розплаві, а саме:

а) багато глобулей є сферичними; **б)** за величиною показника заломлення, кольором і густиною забарвлення, мікросондовими аналізами окремих фаз, чіткими фазовими границями тріщинувату склоподібну масу можна розділити щонайменше на три відміни (фази). Чіткі границі між фазами підкреслюють ниткоподібні виділення рудного мінералу (магнетиту) і світлої оболонки (кремнезему); **в)** розташування лейст плагіоклазу одночасно у матричній та глобулярній (відокремленій) фазах та їхня кристалізація вздовж фазової границі глобулі. Не вимагає особливих доказів той факт, що ріст лейст відбувався тоді, коли дві співіснуючі рідини перебували у рідкому і рівноважному стані одна з одною. Стосовно другого випадку, то цей факт пояснюється максимальною концентрацією відповідного компонента і енергетичною вигідністю процесу; **г)** одночасне існування незмішуваних рідких фаз, їхнє переміщення і злипання (коалесценція глобулей); **д)** доцентровий ріст від внутрішніх стінок до середини крапель (необхідне для початку росту кристалічної речовини пересичення настає в місці відведення тепла, яким є фазова межа матриця – крапля); **е)** утворення дифузної оболонки магнетиту довкола глобулі. Оскільки магнетит утворюється на ранньоматматичній стадії, то очевидно, що спочатку відбулося відділення речовини глобулі і вже після цього утворилася дифузна оболонка

магнетиту. Це свідчить про початок утворення глобулей на ранньомагматичному етапі; є) подальше переміщення розплаву глобулей у «магматичній каші» (взаємне проникнення двох фаз) призвело до їхньої деформації, утворення складних форм, захоплення окремих фрагментів базальтової матриці; ж) зафіксовано дуже дрібні вкраплення міді (перші мікрони–перші десятки мікронів) у лейстах плагіоклазу, що свідчить про існування та відокремлення міді від силікатного розплаву до початку кристалізації плагіоклазу.

Внаслідок ліквідації формуються розплави, збагачені кремнеземом і лугами, які подібні до залишкових розплавів, що виникають у випадку фракційної кристалізації.

Аналіз встановленого просторового розподілу глобулей у межах окремого виливу засвідчив, що прояв процесу ліквідації (ліквідаційної диференціації) є об'єктивним чинником еволюції розплаву, а з огляду на збагачення відщепленої частини розплаву леткими компонентами – основним критерієм зародження і розвитку магматичної рудогенерувальної системи. Запропонований підхід до розуміння еволюції магматичної базальтової системи відкриває принципово новий напрямок у стратегії прогнозу та пошуків самородномідного зруденіння.

Визначені особливості дають підстави вважати, що процес ліквідації був багатоетапним. Вона відбувалася упродовж періоду формування базальтових порід (магматичний і постмагматичний етапи), що зумовило закономірну зміну мінеральних асоціацій від високо- до низькотемпературних, включаючи і мономінеральні утворення (від палагонітового до практично мономінерального кремнеземистого чи кальцитового складу). Утворення самородномідної мінералізації також підпорядковане цій закономірності і ґрунтується практично виключно на такій властивості хімічних розплавів як перенасичення.

Література

1. *Геологический словарь*. Том первый / Ред. А. Н. Криштофович. М., 1955. 404 с.
2. *Геологический словарь*. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О. В. Петров. Т. 2. К–П. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
3. Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах на примере траппов. Новосибирск: Наука, 1989. 224 с.
4. Drever H. Jf. Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlorssuit, West Greenland. Internat. Geol. Congr. Report (Nord. Copenhagen). 1960. S. 21. Part 13. P. 47–58.
5. Бейли Б. Введение в петрологию. М.: Мир, 1972. 279 с.
6. Bakun-Czubarow N., Bilowolska A., Fedoryshyn Yu. Neoproterozoic flood basalts of Zabolottya and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. Acta Geologica Polonica. 2002. Vol. 52. No. 4. P. 481–496.

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКА ПРУТІВСЬКО-НОВОГОЛЬСЬКА
МАГМАТИЧНА ПРОВІНЦІЯ ТА КОРЕЛЯЦІЯ З ІНШИМИ
КОНТИНЕНТАМИ**

***Шумлянський Л.В.¹, Ернст Р.Е.², Альбеков О.³, Сьодерлунд У.⁴, Вайлд С.А.¹,
Беккер А.⁵***

¹Університет Кьортіна, Перт, Австралія, Leonid.Shumlyanskyy@curtin.edu.au,
S.Wilde@curtin.edu.au

²Університет Карлетон, Оттава, Канада, richard.ernst@ernstgeosciences.com

³Воронізький університет, Вороніж, Росія, sashaalb@list.ru

⁴Лундський університет, Лунд, Швеція, ulf.soderlund@geol.lu.se

⁵Каліфорнійський університет, Ріверсайд, США, andreyb@ucr.edu

**THE PALEOPROTEROZOIC PRUTIVKA-NOVOGOL LARGE IGNEOUS
PROVINCE AND CORRELATION WITH OTHER CONTINENTS**

Shumlyansky L.¹, Ernst R.², Albekov A.³, Söderlund U.⁴, Wilde S.A.¹, Bekker A.⁵

¹Curtin University, Perth, Australia, Leonid.Shumlyanskyy@curtin.edu.au,
S.Wilde@curtin.edu.au

²Voronezh State University, Voronezh, Russia, sashaalb@list.ru

³Lund University, Lund, Sweden, ulf.soderlund@geol.lu.se

⁴University of California, Riverside, USA, andreyb@ucr.edu

Abundant tholeiitic and anorthosite-mangerite-charnockite-granite magmatism occurred throughout the Ukrainian Shield and Voronizh Crystalline Massif in the Paleoproterozoic, forming the Prutivka-Novogol large igneous province. Overall, mafic magmatism started at ca. 1800 Ma and continued until ca. 1750. Coeval mafic magmatism was widespread in many parts of the Nuna/Columbia supercontinent, whereas the Sarmatia, Amazonia, São Francisco, West Africa, and North China cratons record similar events and were therefore probably in close proximity. This suggests that the Prutivka-Novogol province was part of a much larger superplume that affected an extensive area within the newly-formed supercontinent.

Запропонована доповідь базується на результатах досліджень, опублікованих в роботі [1]. Згідно із ними, у ранньому Статерії, в період між 1800 та 1750 млн років тому, в межах Сарматії, яка охоплює Український щит та Воронізький кристалічний масив, набув широкого розвитку мафіт-ультрамафітовий та анортозит-рапаківігранітний магматизм. В межах Українського щита цей магматизм відомий в Північно-Західному, Подільському, Інгуло-Інгулецькому та Приазовському районах. На Воронізькому кристалічному масиві магматизм цього віку репрезентований численними розшарованими інтрузіями основного складу, відомими в межах Курського блоку (Рис. 1).

В межах Північно-Західного району цей магматизм представлений дайками і розшарованими інтрузіями, що належать до чотирьох груп: (1) низькотитанові долерити; (2) високотитанові долерити; (3) сублужне олівінове габро; (4) йотуніти (феромонцодіорити) [2-6]. Одночасно із ними формувався Коростенський анортозит-рапаківігранітний плутон [7, 8]. В Інгуло-Інгулецькому районі відомі дайки трьох типів: (1) низькотитанових долеритів;

(2) високотитанових ультрамафітів; (3) кімберлітів [2, 9]. В цьому ж районі розташовується і Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітний плутон, який є дещо молодшим за зазначені дайки. В межах Подільського району відоме Хмільницьке дайкове поле [10]. Нарешті, в Приазовському районі відомо декілька інтрузивів Статеріанського віку: Октябський лужний масив, Південно-Кальчицький та Кам'яногильський комплекси [11, 12].

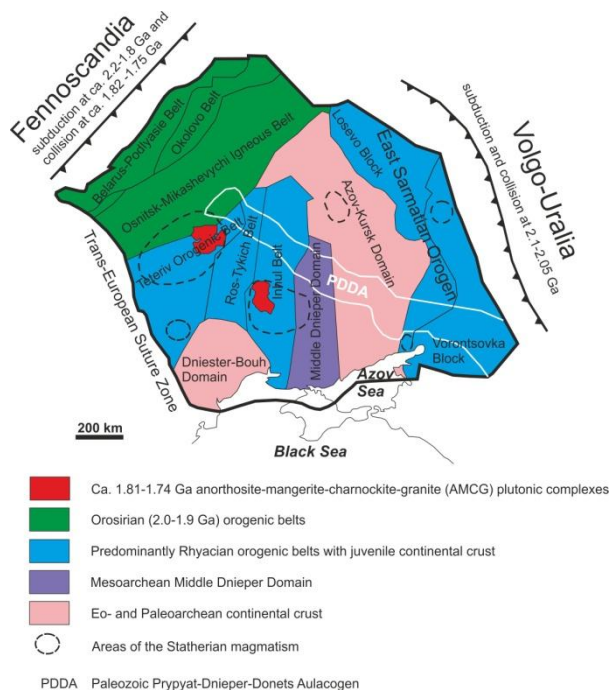


Рисунок 1 - Схематична карта Сарматії, за [13], зі змінами авторів.

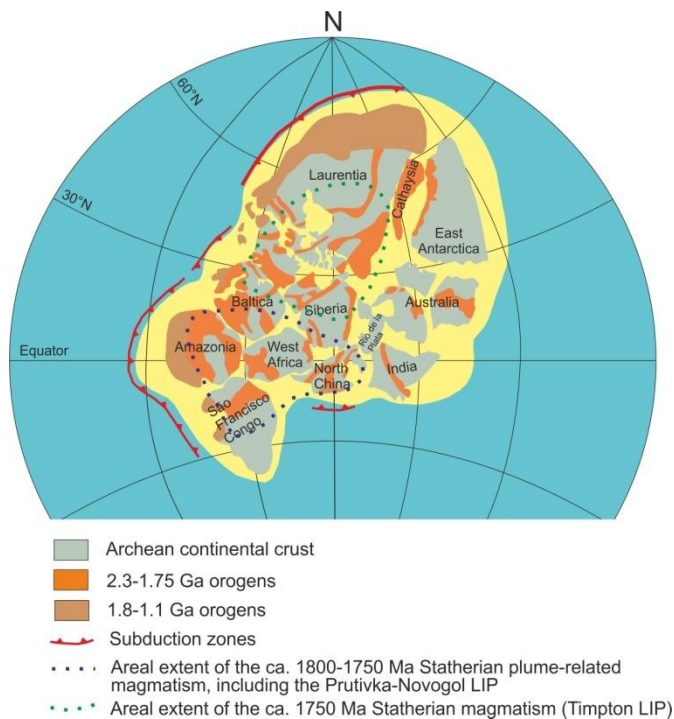


Рисунок 2 - Палеогеографічна реконструкція суперконтиненту Нуна/Колумбія, за [14], зі змінами авторів.

Ми об'єднуємо всі ці прояви мафіт-ультрамафітового магматизму в єдину Прутівсько-Новогольську магматичну провінцію. Вірогідно, до неї також належать (або, принаймні, генетично пов'язані) Коростенський та Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітні комплекси.

В цілому, магматизм у межах провінції розпочався біля 1800 млн років тому, і досягнув свого піку біля 1790 млн років. Декілька інтрузивів вкорінилося між 1785 та 1775 млн років тому. Наступний значний пік магматичної активності мав місце біля 1760 млн років тому, а декілька дайок мають вік у 1750 та навіть 1720 млн років. Слід зазначити, що цей магматизм супроводжувався масштабними метасоматичними подіями, що знайшли свій прояв у формуванні Центрально-Української уранової провінції, а також обширних полів метасоматитів, що асоціюють з Коростенським плутоном.

Отже, у період між 1800 та 1750 млн років тому вся Сарматія була охоплена активним мафіт-ультрамафітовим та анортозит-рапаківігранітним магматизмом, який мав пульсаційний характер та супроводжувався значними метасоматичними подіями. Ця подія є однією з найважливіших в історії геологічного розвитку Українського щита, і з нею пов'язані численні поклади різних видів корисних копалин.

Одновіковий магматизм був поширений і в багатьох інших частинах суперконтиненту Нуна/Колумбія, який формувався в цей час. Проте, на деяких континентах (Амазонія, Сан-Франциско, Західна Африка та Північний Китай) часовий розподіл і характер магматизму виявляють значні риси подібності з тим, що спостерігається на Українському щиті. Найближчу подібність виявляє магматизм в межах Амазонії, Сан-Франциско, та Західної Африки. Це дозволяє припустити, що в Статерії ці континенти розташовувалися поруч, і зазнавали впливу єдиного суперплуму (Рис. 2).

Література

1. Shumlyansky L., Ernst R.E., Albekov A., Söderlund U., Wilde S.A., Bekker A. The early Statherian (ca. 1800-1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent reconstruction // *Precambrian Research*, 2021, V. 358, 106185.
2. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D., Lubnina N.V., Nilsson M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyansky L.V., Starostenko V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield (Volgo-Sarmatia) caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia // *Lithos*, 2013, V. 174, P. 196–216.
3. Shumlyansky L., Billström K., Hawkesworth C., Elming S.-Å. U-Pb age and Hf isotope compositions of zircons from the northwestern region of the Ukrainian shield: mantle melting in response to post-collision extension // *Terra Nova*, 2013, V. 24, P. 373–379.
4. Shumlyansky L., Ernst R., Söderlund U., Billström K., Mitrokhin O., Tsymbal S. New U-Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism // *GFF*, 2016, V. 138, P. 79–85.
5. Duchesne J.-C., Shumlyansky L., Mytrokhyn O.V. The jotunite of the Korosten Plutonic Complex (Ukrainian shield): crust- or mantle-derived? // *Precambrian Res.*, 2017, V. 299, P. 58–74.
6. Шумлянський Л.В., Митрохин А.В., Дюшен Ж.К., Богданова С.В., Биллстрём Ш., Омельченко А.Н., Багински Б. Петрология даек субщелочных долеритов коростенского комплекса, Северо-Западный район Украинского щита // *Мінерал. журн.*, 2018, Т. 40, № 1, С. 32-52.
7. Amelin Y.V., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobelev V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, V. 116, P. 411–419.
8. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // *Precambrian Research*, 2017, V. 292, P. 216–239.
9. Shumlyansky L., Mitrokhin O., Billström K., Ernst R., Vishnevskaya E., Tsymbal S., Cuney M., Soesoo A. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism of the central part of the Ukrainian shield // *GFF*, 2016, V. 138, P. 86–101.
10. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Довгань Р.Н., Павлюк В.Н. Субщелочные габбро-диабазы юго-западной части Украинского щита // *Мінерал. журн.*, 2007, Т. 29, № 1, С. 44–57.
11. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. К.: Наук. думка, 1990, 406 с.
12. Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Седова Е.В. Редкометалльные граниты Украинского щита. Донецьк, Кноулідж, 2014, 250 с.
13. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. Europe/East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier, 2016, P. 1-18.
14. Zhang S., Li Z.X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, V. 353–354, P. 145–155.

**ACID IGNEOUS ROCKS OF THE SHELF AND CONTINENTAL SLOPE
OF THE NORTH-WESTERN BLACK SEA: A DIVERSITY OF
COMPOSITION AND GENESIS**

Shniukova K.

M.P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of
NAS of Ukraine, Kyiv, shniukova@i.ua

Within the Ukrainian part of the Black Sea acid igneous rocks have been discovered and studied in three sections, namely: 1) on the Kiliya-Zmeinyi uplift of the northwestern shelf; 2) on the Foros ledge of the continental slope; 3) in the Lomonosov submarine massif on the continental slope. Geochemical study and comparison revealed their different origin. Acid igneous rocks of each section document a certain stage in the development of the Scythian plate periphery. These stages are as follows: 1) Permian continental within plate magmatism; 2) collisional Early Cimmerian orogeny with magmatism at the beginning of the Jurassic; 3) Cretaceous subduction-related island arc magmatism.

In the bed structure of the Ukrainian part of the Black Sea igneous rocks are involved, the study of which makes it possible to reconstruct the geodynamic conditions under the formation of the present northwestern shelf and continental slope. Geochemical characteristics of basic and intermediate igneous rocks are considered as reliable indicators of various geodynamic regimes. Acidic rocks in this respect are less informative, but still reflect the geodynamic settings of convergent plate boundaries (active continental margins, continental collision zones) and continental within plate magmatism. Therefore, when the few magmatic findings are limited to felsic rocks, one has to compare them with similar in silicic acid formations of the entire region.

Within the Ukrainian Black Sea water area, acid igneous rocks of different ages have been discovered and studied in three sections, namely: 1) on the Kiliya-Zmeinyi uplift (KZU) of the northwestern Black Sea shelf northeast of Zmeinyi Island; 2) on the Foros ledge (FL) of the continental slope south of Sevastopol; 3) as part of the Lomonosov submarine massif (LSM) on the continental slope southwest of Sevastopol. In the first case, the rocks were penetrated by a well beneath thin (only 56 m) Quaternary sediments [1]; in the other two, they were dredged from the bottom at sea depths of 1100-1800 m. Cretaceous rift volcanics are known on the northwestern shelf in numerous wells on local structures of Karkinit trough, Kalamit uplift and Gubkin swell, but they have an intermediate (mainly andesite) composition and occur at a depth of at least a kilometer from the bottom surface [2]. It was also reported [3] that Permian granites were uncovered by a borehole near the western coast of Crimea, but there is no information about their chemical composition.

1) Effusive to hypabyssal rocks from the well at the KZU fall on the normal-subalkaline boundary according to the TAS classification and can be called rhyolite or trachyrhyolite. At about 76% SiO₂, the K₂O content is slightly more than 3.5%, which is the lower limit for similar rocks of the adjacent land from the outcrops of Northern Dobrudja and wells of the Pre-Dobrudja trough. On the basis of petrogeochemical features, the rhyolites of the KZU are closest to granites and

rhyolites Turcoaia of the Macin zone of Northern Dobrudja. Considering that the latter are reputed to be Late Permian [4], one can assume the same age for the rhyolites from the borehole in Zmeinyi area.

2) On the FL subalkaline basic volcanism is predominantly manifested. Rare acid rocks are represented by dacites with K_2O content of 2-3%, the age of which corresponds to the beginning of the Jurassic according to K-Ar dating. They have no analogues in the neighboring southwestern Crimea: dacites from the outcrops of the nearby cape Fiolent are either low-potassium, or, on the contrary, have a significantly higher potassium alkalinity [5]. Quite different, heavily carbonatized dacites dated by the Carboniferous have also been identified at the foot of the FL [5].

3) In the LSM, unlike FL, acidic rocks of the normal sequence are widespread. Plagiorhyolites and plagiorhyodacites are included in two volcanic series of subduction origin: high magnesian HM (boninite) and moderate magnesian MM (calc-alkaline). Tonalites and plagiogranites with hypabyssal textural signs prevail in all three plutonic series: potassic-sodic, sodic (plagiogranite), and trondhjemite ones. The first of them is similar to the onshore magmatites of the Crimean complex of small intrusions, and the other two have ophiolitic features. Plagiogranite series most likely belongs to suprasubduction ophiolites - it is easier to prove such an origin for acid rocks, due to their specificity, than for basic ones. All acid rocks of the LSM are low-potassium, the K_2O content in them usually does not exceed 2%, and in effusive rocks of the boninite series and plutonites of the plagiogranite series it is even below 1%. According to numerous K-Ar dates, acidic rocks are predominantly Cretaceous, but contain Paleoproterozoic zircon inherited from the basement [5].

All three sections of acid magmatism on the Black Sea bottom are confined to the Scythian plate (the first - to its northern boundary, the other two - to the southern one). KZU is located in the junction zone of the East European platform and the Scythian plate; FL appeared to be a southernmost (possibly displaced) edge of the Scythian plate; Carboniferous black shales of the Scythian plate served as host rocks for the intrusion of the LSM magmatic bodies [5].

Geochemical comparison of acid magmatic products of indicated three sections by the distribution of rare earth elements, the position on the discriminant diagrams and the shape of the curves on the multicomponent spider diagrams reveals their different origin. Chondrite-normalized REE spectra are especially contrasting for the first and third sections: rhyolite KZU is characterized by a typical "within plate" distribution with a strong enrichment in light and depletion in heavy REE and a pronounced Eu minimum, while the LSM rocks have a "subduction" gently sloping graph with a weakly expressed Eu anomaly; tonalite of the plagiogranite series is even depleted in light REE as it is sometimes recorded in tonalite-trondhjemite complexes of ophiolites. On the classic Pearce diagram (Y + Nb) - Rb for the tectonic discrimination of granitic rocks [6] the rhyolite of the KZU falls into the field of within plate granites (WPG) together with the granites and rhyolites of Northern Dobrudja. Points of felsic rocks of the Black Sea continental slope near southwestern Crimea are located in the field of volcanic arc granites (VAG), the obviously subduction-related acid rocks of the LSM being close to ocean ridge granites (ORG),

while the FL dacite whose subduction genesis is doubtful plots closer to the field of collision granites (COLG).

In a generalized form, the geochemical features of acid rocks from three studied sections are clearly manifested on the multicomponent spider diagram of ORG-normalized compositions [6]: KZU rhyolite has a form characteristic for within plate continental granites, FL dacite combines features of both volcanic arc and collision granites, and the LSM felsic rocks repeat the outlines of typical island arc granites (Fig.).

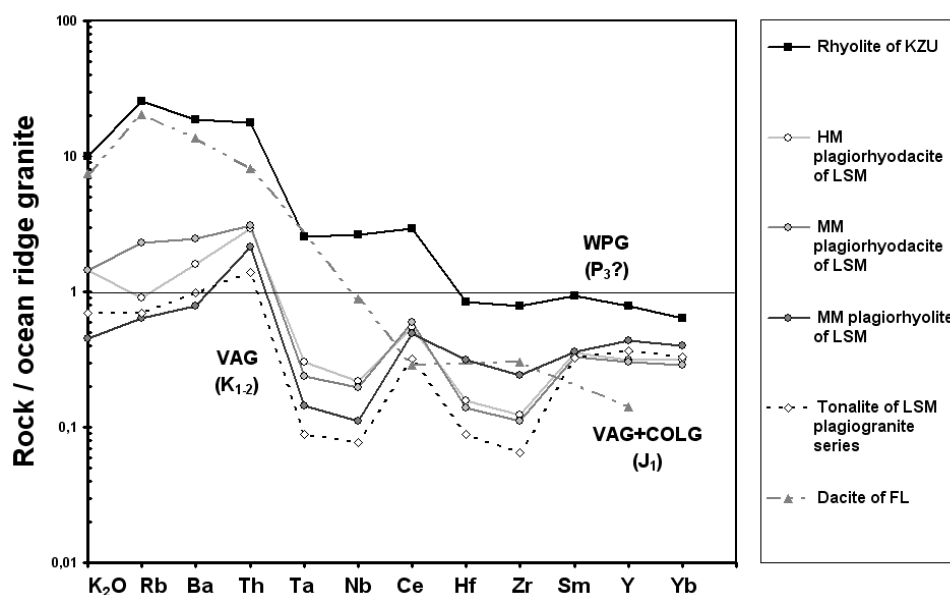


Figure - ORG-normalized patterns for acid igneous rocks of the Black Sea floor.

Thus, acid igneous rocks of each section document a certain stage in the development of the Scythian plate periphery in accordance with recognized geodynamic reconstructions. These stages are as follows: 1) Permian continental within plate magmatism of the northwestern part of the Late Paleozoic orogen that existed at the site of the Scythian plate [7]. 2) After large-scale Triassic rifting, collisional Early Cimmerian orogeny along the southern edge of the Scythian plate [8] with magmatism at the very beginning of the Jurassic. 3) Cretaceous subduction-related island arc magmatism with ophiolite components near the present southwestern Crimea, and the Scythian plate acted as a continental lithosphere under which subduction occurred [9]. In the Late Cretaceous, roll-back and back-arc rifting led to the opening of the Western Black Sea basin.

References

1. *Какаранза С.Д., Кадурич С.В., Ларченко Е.П. и др.* Находка эффузивных пород на северо-западном шельфе Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2011. №1. С. 83–92.
2. *Гнідець В.П., Григорчук К.Г., Захарчук С.М. та інші.* Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області. К.: ЕКМО, 2010. 248 с.
3. *Радзивил В.Я., Радзивилл А.Я.* Структурное положение магматических образований северо-западного шельфа Черного моря и прилегающих территорий // Геол. журн., 2006. №2-3. С. 68–79.

4. *Seghedi A.* Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea – An Overview // *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2012, Vol. 21. P. 669–721.
5. *Шнюкова Е.Е.* Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. К.: Наук. думка, 2016. 235 с.
6. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, Vol. 25, №4. P. 956–983.
7. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A.* Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea – Southern Eastern Europe region: a view from the Russian Platform // *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2011. Vol. 20. P. 571–634.
8. *Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F. et al.* Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic–Cenozoic tectonic history and dynamics. In: *Crasquin-Soleau S. & Barrier E.* (eds), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms* // *Memoires du Museum National d’Histoire Naturelle*, 1998. Vol. 177. P. 163–176.
9. *Шнюкова Е.Е.* Субдукционно-связанный магматизм Южного Крыма: море и суша // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 2019. 15, №3 (57). С. 3–24.