

**ЗБІРНИК НАУКОВИХ ПРАЦЬ  
ІНСТИТУТУ ГЕОХІМІЇ НАВКОЛИШНЬОГО  
СЕРЕДОВИЩА**

**ВИПУСК 24**

**COLLECTED SCIENTIFIC PAPERES  
INSTITUTE OF ENVIRONMENTAL GEOCHEMISTRY**

**ISSUE 24**

**СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ  
ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ**

**ВЫПУСК 24**

**Київ – 2015**

## РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

**Головний редактор** БЕЛЕВЦЕВ Р.Я. член кор. НАНУ

**Заступники головного редактора:**

БОНДАРЕНКО Г. М. д-р геол.- мін. наук

ВЕРХОВЦЕВ В. Г. д-р геол. наук

**Члени редколегії:**

Горлицький Б.О. д-р геол. - мін. наук

Дівізінюк М.М. д-р фіз.- мат. наук

Долін В.В. д-р геол. наук

Забулонов Ю.Л. член кор. НАНУ, д-р техн. наук

Ковач В.О. канд. техн. наук

Лисиченко Г.В. член кор. НАНУ, д-р техн. наук

Ольховик Ю.О. канд. геол.- мін. наук

Чумаченко С.М. д-р техн. наук

Шабалін Б.Г. д-р геол.- мін. наук

Шраменко І.Ф. канд. геол.- мін. наук

Ярошук М.О. д-р геол.- мін. наук

Яцишин А.В. д-р техн. наук

**Відповідальні секретарі:**

Демченко Л.В. канд. фіз.- мат. наук

Суцук К.Г. канд. геол.- мін. наук

**Наукові редактори:** Белевцев Р.Я., Лисиченко Г.В.,  
Бондаренко Г. М.

**Адреса редакції**

Україна, МСП 03680, м. Київ-142, пр. Палладіна 34-А  
(38-044) 423-81-35;

e-mail: [igns@i.com.ua](mailto:igns@i.com.ua) ; [demchenko.lara@gmail.com](mailto:demchenko.lara@gmail.com)

Редакційна підготовка випуску до друку Демченко Л.В.

Технічний секретар редакційної колегії Фесай О.П.

Редактор-перекладач англійського тексту Ковач В.О.

Комп'ютерна верстка Демченко Л.В.

## EDITORIAL BOARD

**Editor-in-Chief** R. BELEVTSSEV Cor.Member NASU

**Deputies Editor-in-Chief:**

G. BONDARENKO D.Sc. (Geol.-Min.)

V. VERHOVTSEV D.Sc. (Geol.)

**Members of editorial board:**

B. Gorlytskyi D.Sc. (Geol.-Min.)

M. Diviziniuk D.Sc. (Phys.-Mat.)

V. Dolin D.Sc. (Geol.)

Yu. Zabulonov Cor.Member NASU, D.Sc. (Tech.)

V. Kovach Ph.D. (Tech.)

G. Lysychenko Cor.Member NASU, D.Sc. (Tech.)

Yu. Ol'hovyk Ph.D. (Geol.-Min.)

S. Chumachenko D.Sc. (Tech.)

B. Shabalin D.Sc. (Geol.-Min.)

I. Shramenko Ph.D. (Geol.-Min.)

M. Yaroshchuk D.Sc. (Geol.-Min.)

A. Yatsyshyn D.Sc. (Tech.)

**Responsible secretaries:**

L. Demchenko Ph.D. (Phys.- Mat.)

K. Sushchuk Ph.D. (Geol.- Min.)

**Scientific editors:** R. Belevtsev, G. Lysychenko,  
G. Bondarenko

**Editorship Addresses**

Ukraine, MCP 03680, Kyiv-142, Palladin av. 34-A  
(38-044) 423-81-35;

e-mail: [igns@i.com.ua](mailto:igns@i.com.ua) ; [demchenko.lara@gmail.com](mailto:demchenko.lara@gmail.com)

Editorial preparation is to printing of L. Demchenko

Technical secretary of editorial board O.Fesaj

Editor-translator of English text V. Kovach

Computer make-up of L. Demchenko

Збірник заснований у вересні 2000 року. Виходить 1-2 рази на рік.

Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації серія КВ №19790-9090 ПР від 27. 07. 2012 р

Збірник представлений в розділі наукової періодики на сайті Національної бібліотеки ім. В.І. Вернадського.

У 2014 р. журнал включений до бібліографічної бази даних наукових публікацій РІНЦ НЕБ (Російський індекс наукового цитування Наукової електронної бібліотеки).

## ЗМІСТ

<b>Белевцев Р.Я., Чурюмов К.И., Мозгова А.М., Соботович Э.В., Спивак С.Д., Блажко В.И., Лазаренко Е.Е., Кузенко С.В., Бондаренко А.С.</b> О ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ И КОМЕТНОЙ ПРИРОДЕ ЯРКОГО БОЛИДА EN171101 «ТУРЬИ РЕМЕТЫ» В ЗАКАРПАТЬЕ.....	4
<b>Кузьмин А.В., Ярошук М.А.</b> РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОРИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА.....	24
<b>Покалюк В.В.</b> СТРАТИГРАФІЧНІ РІВНІ ТА ЛІТОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ МЕТАКОНГЛОМЕРАТІВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ.....	44
<b>Белевцев Р.Я., Блажко В.И., Лазаренко Е.Е., Мельниченко Б.Ф., Николаенко В.И., Спивак С.Д., Степанюк Л.М., Терещенко С.И.</b> О ТЕРМОДИНАМИКЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ УРАНА И ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДНЫХ РАСТВОРАХ .....	61
<b>Федоренко Ю.Г., Розко А.М.</b> ГЛИНОПОЛІМЕРНІ КОМПОЗИТИ З ТРИВАЛИМ ІНДУКЦІЙНИМ ПЕРІОДОМ ПОЛІМЕРИЗАЦІЇ.....	73
<b>Фомин Ю.А.</b> О ПРИРОДЕ ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ УРАНА В ОЛИВИНАХ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ.....	80
ІНФОРМАЦІЯ ДЛЯ АВТОРІВ.....	92

## CONTENTS

<b>R. Belevtsev, K. Churiumov, A. Mozgova, E. Sobotovich, S. Spivak, V. Blazhko, E. Lasarenko, S. Kuzenko, A. Bondarenko</b> ABOUT PHYSICAL PARAMETERS AND NATURE OF BRIGHT BOLIDE EN171101 «TURIA REMETA» IN TRANSCARPATHIA.....	4
<b>A. Kuz`min, M. Yaroshchuk</b> DISTRIBUTION OF THORIUM IN THE CRYSTALLINE ROCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD.....	24
<b>V. Pokalyuk</b> STRATIGRAPHIC LEVELS AND LITHOLOGICAL-GENETIC TYPES OF PALEOPROTEROZOIC METACONGLOMERATES OF KRYVYI RIG BASIN .....	44
<b>R. Belevtsev, V. Blazhko, E. Lazarenko, B. Melnichenko, V. Nikolaenko, S. Spivak, L. Stepanyuk, S. Tereshchenko</b> ABOUT THERMODYNAMICS ISOTOPE FRACTIONATION URANIUM AND LIGHT ELEMENTS IN WATER SOLUTIONS.....	61
<b>Yu. Fedorenko, A. Rozko</b> CLAY POLYMER COMPOSITES WITH LONG INDUCTION PERIOD OF POLYMERIZATION .....	73
<b>Yu. Fomin A.</b> THE NATURE OF HIGHER URANIUM CONTENT IN OLIVINS OF ALPINOTYPE HIPERBASITES .....	80
INFORMATION FOR AUTHORS.....	92

УДК 523.68

## О ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ И КОМЕТНОЙ ПРИРОДЕ ЯРКОГО БОЛИДА EN171101 «ТУРЬИ РЕМЕТЫ» В ЗАКАРПАТЬЕ

Белевцев Р.Я., Чурюмов К.И., Мозгова А.М., Соботович Э.В., Спивак С.Д.,  
Блажко В.И., Лазаренко Е.Е., Кузенко С.В., Бондаренко А.С.

Белевцев Р.Я. д. г.-м. н., зав. отд., профессор, член-корр. НАН Украины, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [belevtsev@ukr.net](mailto:belevtsev@ukr.net)

Чурюмов К.И. д. ф.-м. н., зав. отд., профессор, член-корр. НАН Украины, Астрономическая обсерватория Киевского Национального Университета им. Тараса Шевченко [climchur@ukr.net](mailto:climchur@ukr.net)

Мозгова А.М. н. с., Астрономическая обсерватория Киевского Национального Университета им. Тараса Шевченко.

Соботович Э.В. академик НАН Украины, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Спивак С.Д. вед. н. с., к. г. н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Блажко В.И. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Лазаренко Е.Е. ст. н. с., к. г.-м. н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Кузенко С.В. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Бондаренко А.С. инж. 2 кат., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

*В работе изложены результаты поисковых илихивальных, минералого-петрографических и физико-химических исследований вещества яркого болида EN171101 («Турьи Реметы») в Закарпатье. Были найдены свежие магнитные железистые фаялит-вюститовые космические шарики, размер которых увеличивается с запада на восток по следу полета болида. Проанализированы изменения физических параметров болида, который пролетает со скоростью от 18,5 км/с, преодолевая путь в 106 км по орбите за 7 секунд, с высоты от 81 км. При этом существенно возрастает кинетическая энергия и сила сопротивления среды, что проявляется в резком расширении светящегося следа болида на высоте 30 км в его максимуме с увеличением объема его высокотемпературного газа в  $10^6$  раз. Затем наблюдается быстрое сужение следа болида и выклинивание его на высоте 13,5 км при уменьшении скорости и массы в 10 раз. Болид «Турьи Реметы» имел не метеоритную, а метеорную природу. Перед началом светимости болида его первичное еще холодное ледяное тело представляло собой микрокому, с вращением вокруг Солнца по эллиптической орбите близкой к орбите Венеры. Определены термодинамические параметры реакций в веществе болида. Давление и температура газа в болиде вначале быстро растут, а затем с увеличением объема резко уменьшаются до равновесного значения. Эти процессы в болиде связаны с вхождением его во все более плотные слои атмосферы Земли, что предопределяет его выклинивание и погасание. Определены термодинамические условия описанных процессов и химических реакций преобразования преимущественно водного высокотемпературного газа в падающем болиде. Природа болида связана с термодинамической эволюцией комет – как самопроизвольным и необратимым процессом с уменьшением внутренней энергии и увеличением энтропии системы до достижения состояния равновесия. Первичный источник вещества комет связан с эволюцией вещества солнечных протуберанцев, в которых происходит охлаждение солнечной рассеянной газовой плазмы с удалением легких газов в результате диффузии и конденсации водного газа с образованием кометного льда, в котором содержание дейтерия увеличивается по сравнению с протием. В кометах обнаружен свободный кислород, который образуется по реакции между жидкой водой и газообразным хлором при повышении температуры в перигелии комет. Обоснована кометная природа болида «Турьи Реметы» как микрокометы с первичным ледяным ядром, что важно для космоэкологии.*

**Ключевые слова:** термодинамика болида, физические параметры, скорость, кинетическая энергия, сила сопротивления среды, объем, давление и температура газа, изотопы, состав железистых космических шариков из илихов, кометная природа болида

## Введение

Космос является одной из важнейших сфер Земли, поскольку наша планета является космическим телом, которое постоянно получает из космоса разного вида космическое излучение и космическое вещество в виде метеоритов, космической пыли, метеоров и болидов, которые существенно влияют на другие геосферы Земли – атмосферу, земную кору, гидросферу и среду обитания человека.

В 2001 году в атмосфере был зафиксирован яркий болид EN171101, упавший близ поселка Турьи Реметы в Закарпатье. Этот болид «Турьи Реметы» был сфотографирован с помощью словацких и чешских камер Европейской болидной сети (ЕС) 17 ноября 2001 г. в 16:52:44 UT [11] (рис. 1, 3). Длина светящегося следа болида достигала 107 км, а угол падения около  $40^\circ$ . Свечение болида началось на высоте 81,4 км в 10 км на юго-запад от украинского города Долина. Максимальной яркости – 18 абсолютной звездной величины – он достиг на высоте 30 км. Начальная скорость болида составляла 18,5 км/с, а закончил он свой путь при скорости 3,8 км/с на высоте 13,5 км вблизи села Турьи Реметы (рис. 1-3). Начальная динамическая масса болида составляла 4300 кг, а конечная масса после потерь на абляцию составила 370 кг. Орбита оказалась типичной для болидов глубоко проникающих в атмосферу Земли. При поисках вещественных фрагментов метеороида, в том числе и возможного крупного метеоритного тела, проведенных в районе с. Турьи Реметы многочисленными экспедициями, были найдены лишь свежие блестящие магнитные шарики диаметром 0,1-1,5 мм. Цель нашего исследования – термодинамический анализ физико-химических процессов в веществе болида и выяснение его природы.

## Результаты поисково-исследовательских работ

Болид «Турьи Реметы» наблюдался в обсерваториях Словакии со среднего расстояния 220 км [11]. Зафиксированная картина болида (рис. 1) составляла 35% от той, которая наблюдается под углом  $90^\circ$  к его траектории (рис. 2).



**Рис. 1.** Болид «Турьи Реметы» [11]. Длина траектории болида 106 км. Начало : высота (Н) = 81,4 км, скорость ( $v$ ) = 18,5 км/с, плотность воздуха ( $\rho$ ) =  $0,01 \text{ г/м}^3$ , масса ( $m$ ) = 4300 кг. Максимум болида: Н = 30 км,  $v$  = 14 км/с,  $\rho$  =  $16 \text{ г/м}^3$ . Выклинивание: Н = 13,5 км,  $v$  = 3,8 км/с,  $\rho$  =  $200 \text{ г/м}^3$ .



Рис. 2. Карта-схема и параметры траектории полета болида «Турья Реметы» [11].

Поперечник болида составляет в максимуме около 22 км, а с ореолом отдельных светящихся частиц – до 26 км (рис. 1). Уточнение места падения болида «Турья Реметы» или его частей, а также оценка его природы и состава вещества является задачами настоящего исследования.

Был также сделан расчет околосолнечной орбиты первичного тела болида (рис. 3). Она имеет форму эллипса с перигелием в 0,684 астрономических единиц (а.е.) или 103 млн. км и афелием в 1,969 а.е. или 295 млн. км; эксцентриситет орбиты равен 0,4844 [11]. Перигелий болида близок к орбите Венеры, а афелий несколько далее орбиты Марса. Такая орбита характерна для комет, в то время как пояс астероидов и метеоритов располагается между орбитами Марса и Юпитера.

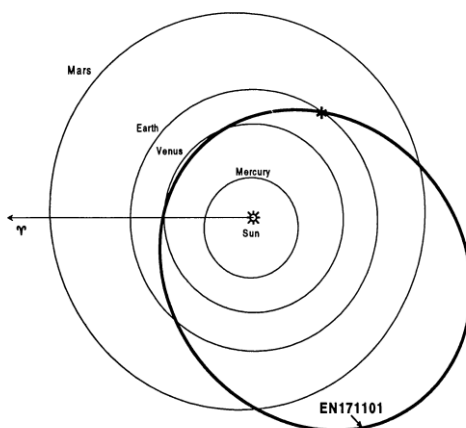


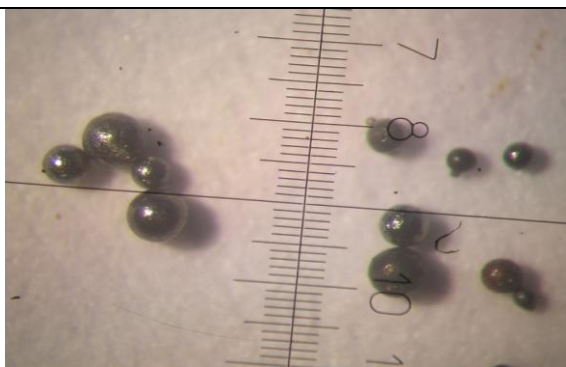
Рис. 3. Рассчитанная орбита болида EN171101 с местом встречи его с Землей [11].

В 2007-2012 г.г. были проведены поисковые геолого-шлиховальные и минералого-геохимические исследования в бассейне р. Турья. Присутствие базальтов и других

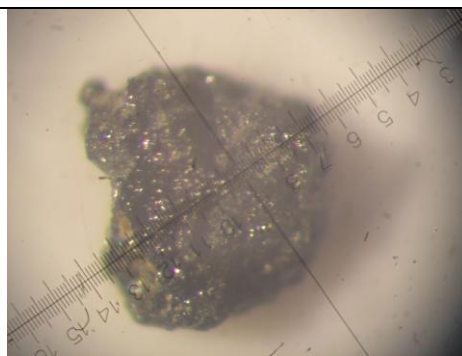


вулканитов, подобных хондритам, усложняло идентификацию возможного космического вещества болида в исследуемых земных пробах.

Одним из явных вещественных признаков болида «Турьи Реметы» в грунтовых пробах являются магнитные микросферы, диаметром 0,1-1,5 мм, содержание которых прослежено по магнитным фракциям шлиховых проб и проб почв. Эти шарики имели разную степень изменения поверхности из-за вторичных процессов выветривания. Встречаются свежие и блестящие, и с наличием гидроокислов железа. Достаточно много свежих шариков сферической (реже эллиптической или каплевидной формы) обнаружено вдоль территории полета болида в бассейне реки Турья, от поселков Турьи Реметы и Турицы до поселка Симер на западе и до поселков Турья Поляна, Полянская Гута, Туричка, Липовец – на востоке (рис. 4, 6, 7). Обычно в одной пробе встречаются шарики разных размеров, что позволяет предположить их медленное парашютирование в земной атмосфере в безветренную погоду после взрыва болида. Кроме того были найдены оплавленные обломки вюстита (FeO) (рис. 5) в районе п. Турьи Реметы, которые весьма вероятно имеют космическое происхождение.



**Рис. 4.** Магнитные шарики из шлиховых проб нижнего течения р. Турья (п. Турьи Реметы – п. Симер) в пойме р. Уж (г. Перечин) - возможное вещество болида. Диаметр наибольшего шарика – 0,5 мм.



**Рис. 5.** Оплавленный обломок вюстита (FeO), (2 мм в диаметре).

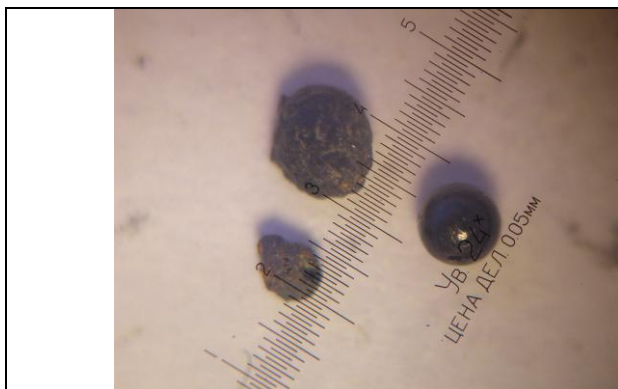
Проведение поисковых работ в 2007-2012 годах обусловлено тем, что прямые поиски метеоритов, связанных с болидом «Турьи Реметы» разными экспедициями в месте падения, определенного расчетами словацких астрофизиков [11], не дали положительных результатов. Здесь может быть несколько причин неудачных поисков, среди которых наиболее вероятной является не каменная, а кометная ледяная природа вещества болида. Об этом также свидетельствует быстрое выгорание 9/10 массы вещества болида на значительной высоте в атмосфере, что нехарактерно для каменных или железных метеоритов.

Светящиеся крупные частицы или брызги вещества болида хорошо видны вокруг него, особенно в области его максимума на высоте около 30 км (рис. 1). Светящихся частиц очень много, их ореол почти равен телу болида, причем располагаются они и снизу, и сверху болида, что свидетельствует о взрывной и газовой их природе.

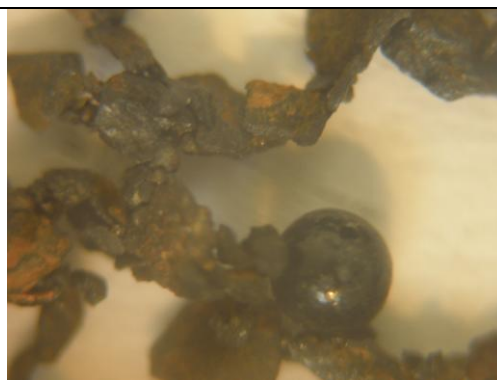
Из отобранных шлиховальных проб выделяется магнитная фракция, вещество которой изучалось спектральным, атомно-абсорбционным, рентгено-спектральным и другими методами аналитических исследований. По результатам спектрального анализа многие шлихи заражены никелем (до 200-500 г/т), хромом (до 500-800 г/т), кобальтом (до 100-200 г/т), что характерно для космического вещества [1-4, 6, 7, 9, 11]. Попутно в

некоторых шлихах часто встречается повышенное содержание олова (до 400-600 г/т), реже свинца (до 300-500 г/т), цинка (до 800 г/т).

Магнитные шарики отмечаются практически по всей территории, чаще всего они мелкие – 0,1 - 0,3 мм до 1,0-2,0 мм в поперечнике (рис. 4, 6, 7). С востока на запад по следу полета болида размеры шариков уменьшаются. Это не случайно, а связано с тем, что максимум болида находится примерно над заповедником Шипот в 15-20 км от места выклинивания болида, которое произошло над г. Осуй. И самые крупные магнитные шарики обнаружены в р. Шипот, в 15 км восточнее г. Осуй (рис. 2).



**Рис. 6.** Шарик в магнитной фракции шлиха по р. Туриця, п. Туричка. Диаметр шарика 0,9 мм.



**Рис. 7.** Шарик в магнитной фракции шлиха из р. Туриця, п. Туричка. Диаметр шарика 1,0мм

### **Химический и минеральный состав болидных шариков**

Рентгено-спектральный микроанализ (РСМА) магнитных болидных шариков проведен научными сотрудниками Института геологических наук НАН Украины Шехуновой С.Б. и Пермяковым В.В. на микроскопе Jeol JSM-6490LV с EDS Oxford.

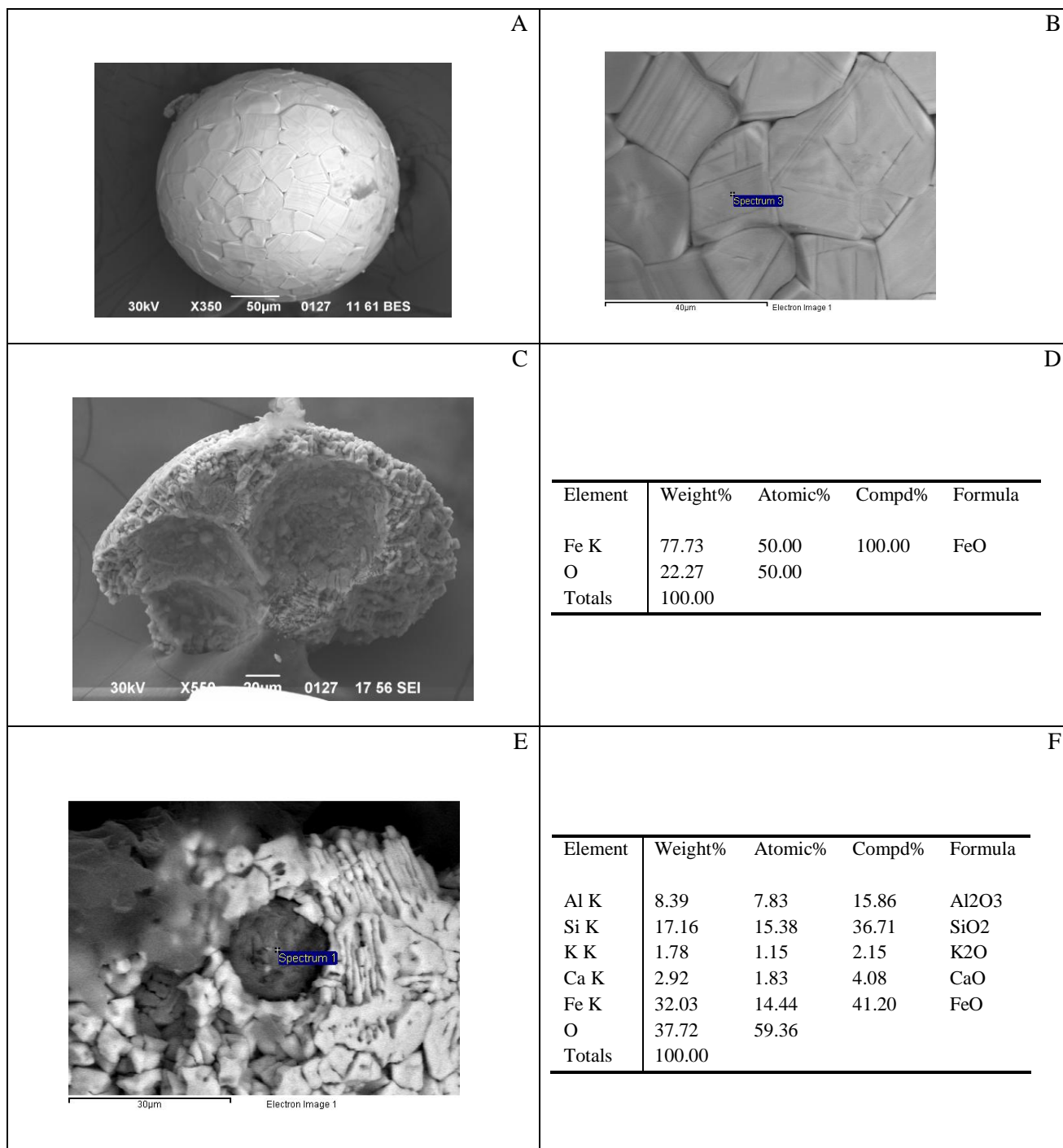
Большая часть проанализированных болидных магнитных шариков из шлихов и почвенных проб бассейна р. Турья имеют состав, близкий к FeO (рис. 8-11), такой же, как у оплавленного обломка вюститита (рис. 5). В то же время известно, что в системе Fe-O устойчив вюстит ( $\text{Fe}_{0,95}\text{O}$ ) и расплав состава FeO при температуре большей 1500°C распадается на две несмешивающиеся жидкости. При более низкой температуре (вплоть до температуры кристаллизации около 1300°C) он состоит из расплавов вюститового состава и 5% металлического железа с образованием сложных структур срастания минералов (рис. 8, а,b; рис. 9).

Некоторые шарики содержат примесь шпинели и железистого оливина, причем примеси Al, Mg, Cr, Ca, Ti, Ni, C (рис. 8, Е-Е; рис. 10) увеличивают температуру образования расплава, а Si, Na, K, S – уменьшают ее (рис. 8; 9, 11). Магнетит отсутствует. Полости внутри шариков, вероятно, образованы при их кристаллизации из-за уменьшения объема при реакции расплав→кристаллы и при газовой выделении. Исследованные магнитные шарики близки по составу к нижней мантии Земли. Принадлежность найденных магнитных шариков к космическому веществу обоснована аналитически.

### **Физические параметры болида**

Рассмотрены соотношения физических параметров в процессе движения болида: масса метеороида, скорость, высота, путь болида, плотность атмосферы, вязкость воздуха, свечение болида, распад при абляции метеороида на малые тела и частицы, их размер.

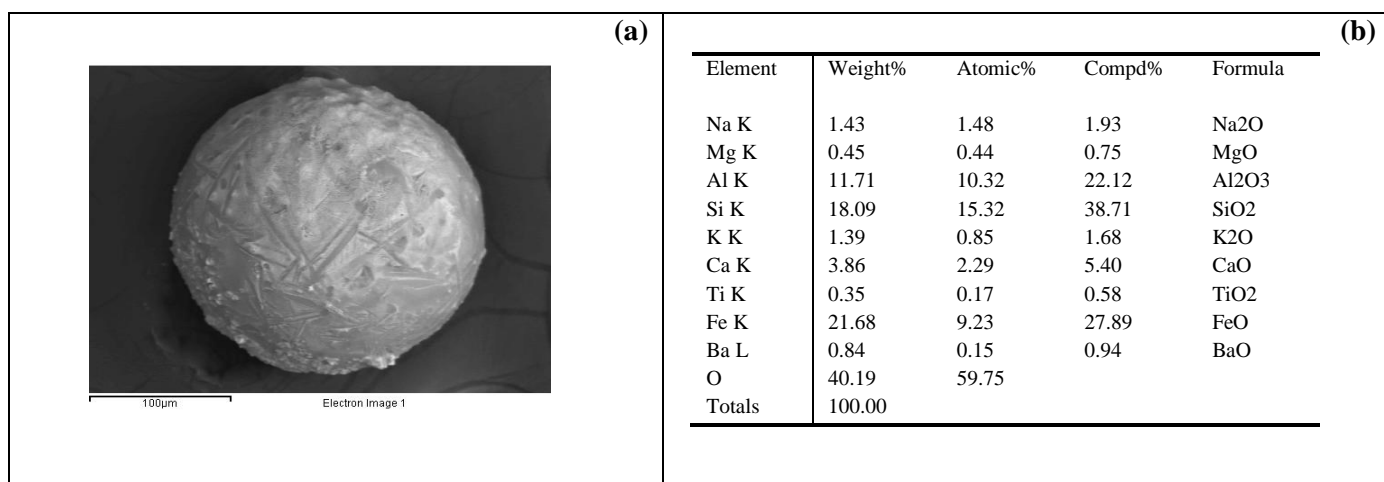
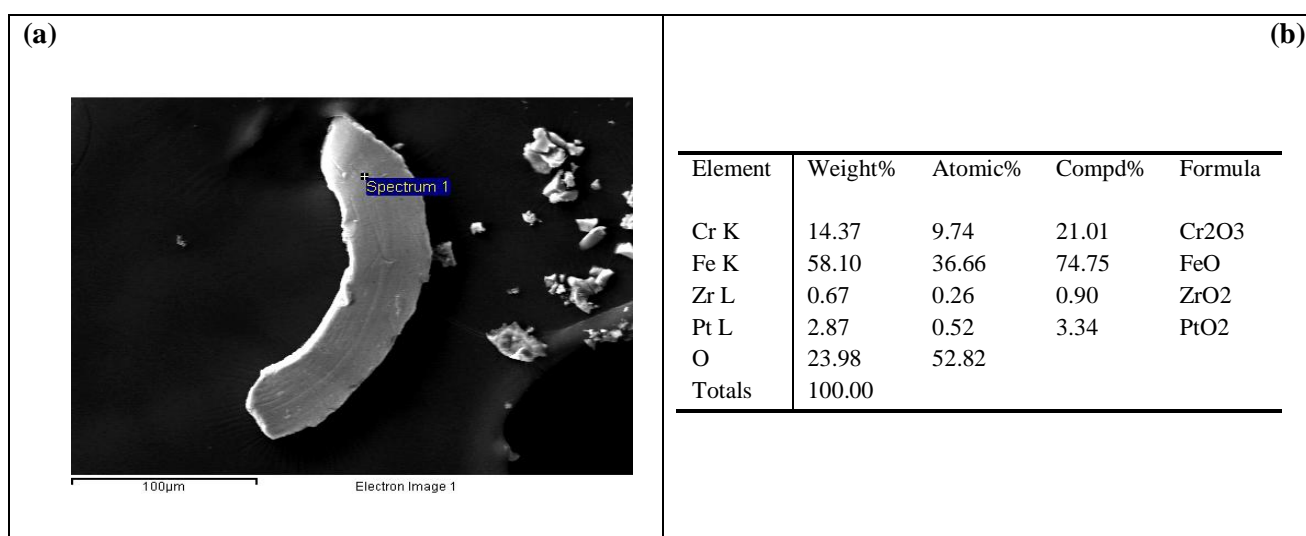
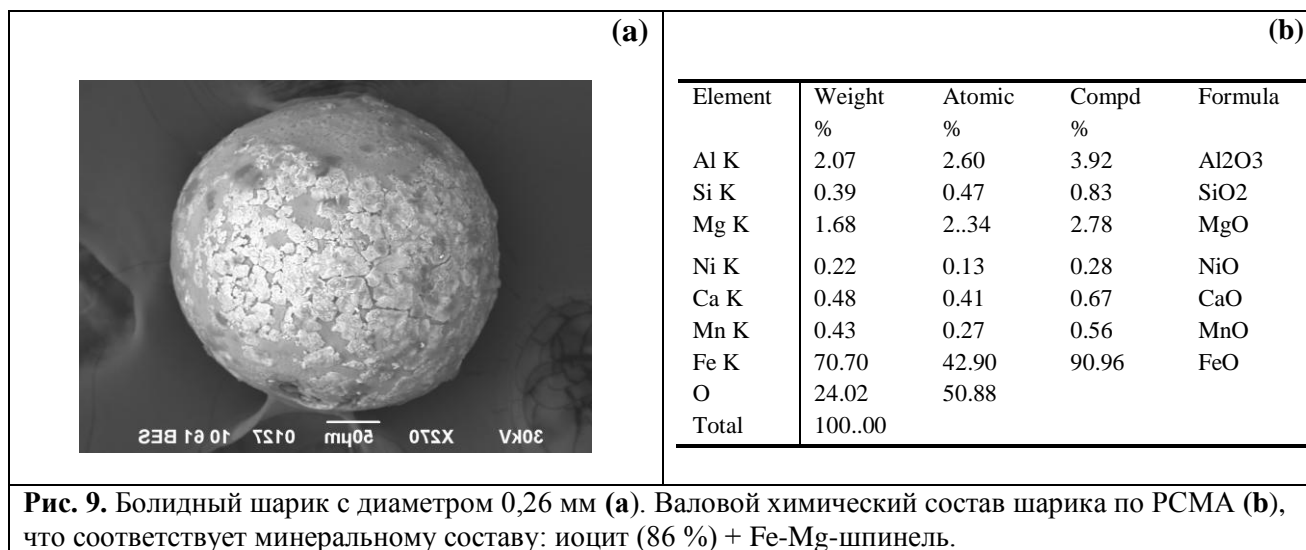




**Рис. 8.** Болидный шарик с диаметром 0,3 мм – (A); его поверхность – (B); округлые полости внутри разбитого шарика – (C); химический состав его вещества по РСМА, соответствующий вюститу с вростками металлического железа – (D); включения с диаметром 10-20 мкм – (E); химический состав включения, соответствующий фаялит-герцинитовому парагенезису – (F).

Оценена энергетика болида – кинетическая энергия, сила движения и падения тел, сопротивление атмосферы, скорости и пути движения, возможные места падения малых тел, а также Р-Т условия и термодинамические параметры реакций пороодообразования, плавления и газообразования.

Ниже приведены результаты расчетов некоторых физических параметров болида «Турьи Реметы».



Можно приближенно рассчитать скорость и массу метеороида при его движении, исходя из данных конечных величин этих параметров для болида (табл. 1), используя формулу для кинетической энергии механической системы (в Дж),

$$E_k = \frac{1}{2} mV^2, \quad (1)$$

а также формулу Стокса для определения силы сопротивления среды (жидкости или газа) движению шара, (в н - ньютонах):

$$F_c = 6\pi \eta VR, \quad (2)$$

где  $\eta$  – динамическая вязкость, пз;  $R$  – радиус шара, м [9].

Масса в механической системе прямо пропорциональна квадрату скорости (1), а сила сопротивления при вхождении тела болида во все более плотные слои атмосферы ( $F_c$ ) определяется по уменьшению  $E_k$  (табл.1). Исходными параметрами болида являются: высота ( $H$ ), путь болида –  $L=106,43$  км, продолжительность полета –  $t = 6,87$  с, средняя скорость –  $V=15,5$  км/с. Зависимость между основными физическими параметрами болида отражена в табл. 1. Максимальная потеря массы – 2400 кг (60% его массы) происходит в максимуме болида. Об этом можно судить как по уменьшению кинетической энергии болида на  $5 \cdot 10^{11}$  Дж (2/3 всей кинетической энергии), так и по преобладающему объему свечения болида – более 60% его припадает на область максимума (табл. 1).

Все предыдущие исследования болида «Турьи Реметы» в Закарпатье исходили из представлений о метеоритной природе этого болида. Однако, как оказалось, этому противоречат такие данные.

**Таблица 1.** Физические параметры болида «Турьи Реметы»

№ точ ки	Описание Болида	Высота, $H$ , км	Траектория, $S$ , км	След на территории, $L$ , км	Скорость, $V$ , км/с	Масса, $m$ , кг	Кинетическая энергия, $E_k$ , Дж	Сила сопротивления среды, $F_c$ , Н	Плотность воздуха $\rho$ , г/м <sup>3</sup>
1	Начало	81,4	0	0	18,5	4300	$7,4 \cdot 10^{11}$	$10^5$	0,01
2	Начало расширения	44	56	40	17,5	3800	$5,8 \cdot 10^{11}$	$4,5 \cdot 10^6$	2
3	Максимум	31	77	56	14,0	2500	$2,5 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^7$	16
4	Начало сужения	21	92	70	10,0	1400	$7 \cdot 10^{10}$	$1,1 \cdot 10^7$	90
5	Выклинивание	13,5	106	81	3,8	400	$3 \cdot 10^9$	$4,5 \cdot 10^6$	270

1. Большинство достаточно крупных каменных или железных метеоритов (исходная масса болида около 4500 кг) лишь несколько увеличивают светящийся след и мало меняют скорость движения по мере падения во все более плотные слои атмосферы, а при достижении земной поверхности образуют достаточно заметный кратер. А болид «Турьи Реметы» наблюдался как метеор с огромным светящимся следом, который расширялся по мере вхождения во все более плотные слои атмосферы, достигнув в максимуме более 20 км в поперечнике, а затем он резко выклинился на высоте 13,5 км. При этом скорость и масса болида уменьшились в 10 раз. Такой след космического тела в атмосфере не характерен для метеорита, но типичен для метеора [6, 10, 11].

2. Тщательные поиски метеоритного кратера не дали результата. По предварительным результатам исследования многие шлихи заражены никелем (до 200-500 г/т), хромом (до 500-800 г/т), кобальтом (до 100-200 г/т), что характерно для метеоритов [7,8,10], т.е. относятся к космическому веществу.

3. Магнитные шарики из шлихов имеют состав, близкий к FeO и отмечаются практически по всей территории, чаще всего мелкие – 0,1-0,5 мм в поперечнике и некоторые – до 1,0-2,0

мм. С запада на восток по следу болида в сторону максимума, навстречу направлению полета, размеры шариков увеличиваются.

Минеральный состав изученных образцов частиц болида может быть описан системой оксидов:  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-CaO}$ .  $\text{CaO}$  представляет анортит (15-40%), а систему  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$  — парагенезис Тр-Грц и Тр-Кор (первый и третий виды силикатных частиц болида) или парагенезис Фа-Вюс-Грц (второй вид железистых частиц болида) (рис. 12). Преобладают богатые железом частицы (см. рис. 8-11). Основа по [6].

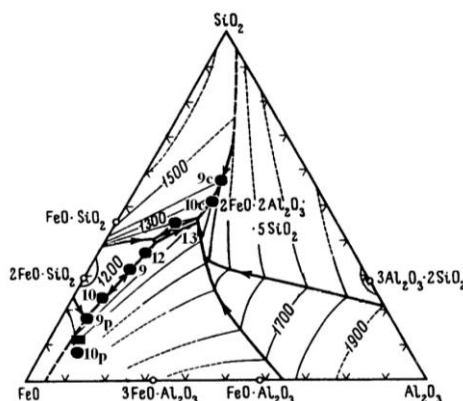


Рис. 12. Диаграмма  $\text{SiO}_2\text{-FeO-Al}_2\text{O}_3$  для частиц болида.

### О природе болида «Турьи Реметы»

Если исходить из метеоритной природы болида, то надо учитывать физико-химические условия процессов плавления и кипения вещества болида. Средний состав железо-силикатного вещества шариков болида отвечает парагенезису вюстит-фаялит-анортит-герцинит-шпинель (рис. 12). Температура плавления этого вещества составляет  $1200\text{--}1400^\circ\text{C}$ , а температура его кипения — около  $3000^\circ\text{C}$ , с весьма большой энтальпией кипения — более  $400\text{ кДж/моль}$ . Поскольку длительность существования болида не превышала нескольких секунд, то для метеорита вюститового или хондритового состава достижение температуры его кипения маловероятно.

Радиус тела болида можно определить по формуле Стокса для сопротивления среды (жидкости или газа) движению шара (в **н** — в ньютонах) по формуле (2). Если тело метеорита весом  $4500\text{ кг}$  было представлено хондритом с удельным весом около  $3\text{ г/см}^3$ , то его объем составит  $1,5\text{ м}^3$ , а радиус —  $0,7\text{ м}$ . В начале болида, на высоте  $81\text{ км}$ ,  $F_c = 5 \cdot 10^4\text{ н (м} \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2})$  (табл. 1), динамическая вязкость газа —  $\eta = 0,0018\text{ м}^{-1} \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-1}$ . Если  $V = 18500\text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$  то согласно формуле (2)  $R$  составит около  $80\text{ м}$ , что близко к реалиям, но в  $100$  раз больше, чем при метеоритной природе вещества болида. Вещество хондритов может перейти в пар при температуре более  $3000^\circ\text{C}$ , но за несколько секунд полета болида в пар может перейти лишь незначительная верхняя оболочка тела метеорита. Поэтому вполне обоснован вывод о том, что вещество болида было представлено газом с температурой не менее  $2000^\circ\text{C}$ .

Болид появился на высоте  $81\text{ км}$  при плотности воздуха атмосферы  $0,01\text{ г/м}^3$  и скорости  $18,5\text{ км/с}$ . След болида ярко-белый и почти сразу появились ярко святящиеся выбросы — шарообразные тела диаметром в несколько сотен метров (рис. 1).

Причем, от расширяющегося следа (хвоста болида) в интервале высоты  $81\text{--}44\text{ км}$  они падают вниз, а в пределах максимума болида (высота  $40\text{--}20\text{ км}$  с плотностью воздуха от  $3$  до

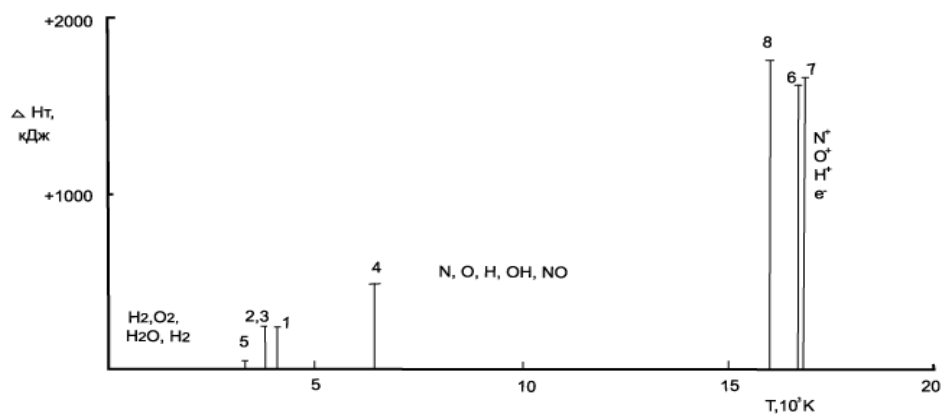
90 г/м<sup>3</sup>) они падают вниз и поднимаются вверх. Это скорее результаты взрывов газа при резком увеличении объема светящегося следа болида при увеличивающейся температуре и плотности атмосферы (рис. 1; табл. 1). Т. е. в болиде светился газ при высокой температуре. Наиболее вероятна кометная природа болида с водно-ледяным ядром, поскольку водный лед является самым распространенным твердым минералом при низких температурах открытого космоса [3, 4, 6, 10].

Сделан расчет состава и температуры газа в максимуме болида. Его масса после потери в хвосте болида была около 2500 кг, что соответствует  $1,5 \cdot 10^5$  молей воды, в случае кометной природы болида. В кометном льде как в кристаллогидрате [5] содержится до 5% CO<sub>2</sub>, азота, метана, оксида серы и 1-2% тяжелых элементов — магния, силиция, кальция, железа; десятые доли процента хрома, никеля, титана — как в звездной материи [3,6]. Вероятнее всего в кометном веществе содержится 5% газов и 1-2% солей.

Отсюда можно предположить, что светящиеся частицы хвоста болида, которые падают вниз, состоят из тяжелых элементов: тяжелых газов и расплавленных минеральных веществ — оксидов (вюстита), силикатов и алюмосиликатов железа и магния (рис. 8-11), которые при охлаждении превращаются в магнитные шарики.

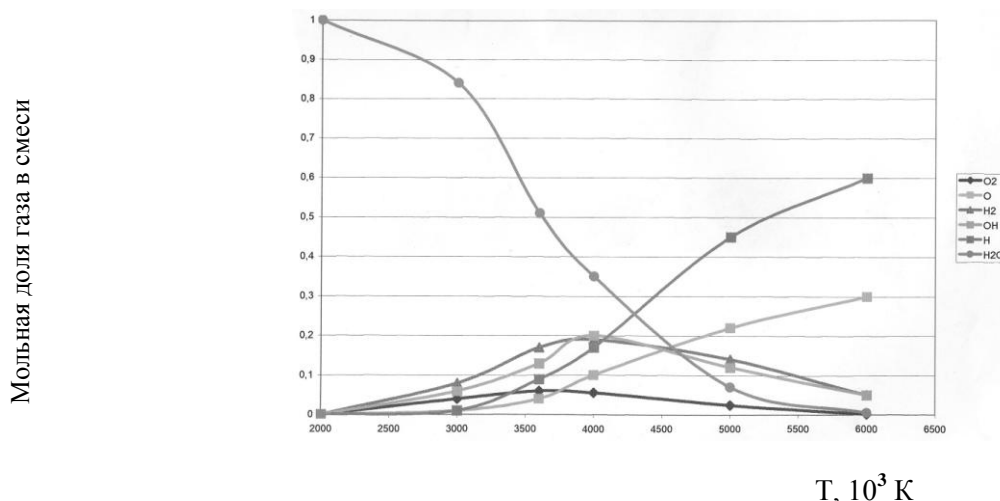
Светящиеся частицы в максимуме болида, падающие вниз, имеют ту же природу, что и в хвосте болида, а светящиеся частицы, поднимающиеся вверх, скорее всего, состоят из легких газов (прежде всего из водорода). Эти легкие газы, вероятно, являются продуктами газовой плазмы при разложении водного газа на O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, OH, O и H при температуре более 4000K.

Теплоемкость таких газов составляет 30-40 Дж/К·моль, а энтальпийные эффекты  $\Delta H$  при реакциях их образования — 1) H<sub>2</sub>O=H<sub>2</sub>+0,5O<sub>2</sub>; 2) H<sub>2</sub>O = OH+H; 3) O<sub>2</sub>=2O; 4) H<sub>2</sub>=2H; 5) OH = H +O (рис. 15) — составляют около -200 кДж/моль для каждой из этих пяти реакций. При общей кинетической энергии болида 10<sup>12</sup> Дж (табл. 1) при температуре более 4000°C энергия будет затрачена на прохождение этих плазменных реакций, а также на нагрев газа до температур порядка 10000K (табл. 1, 2; рис. 13, 14).



**Рис. 13.** Энтальпийные эффекты реакций в газах воздуха с ростом температуры (в тысячах градусов): 1) H<sub>2</sub>O=H<sub>2</sub>+0,5O<sub>2</sub>; 2) O<sub>2</sub>=2O; 3) H<sub>2</sub>=2H; 4) N<sub>2</sub>=2N; 5) 0,5O<sub>2</sub> + 0,5H<sub>2</sub>=OH и 0,5N<sub>2</sub>+0,5O<sub>2</sub>=NO; 6) O=O<sup>+</sup>+e<sup>-</sup>; 7) H=H<sup>+</sup>+e<sup>-</sup>; 8) N=N<sup>+</sup>+e<sup>-</sup>.





**Рис. 14.** Изменение состава водной газовой плазмы от температуры.

Перед началом светимости болида «Турьи Реметы» его еще холодное тело вращалось вокруг Солнца по орбите, подобной кометной – рис. 3 [1]. Оно двигалось по эллиптической орбите в перигелии (близко к орбите Венеры):  $P=0,684$  А.Е. со скоростью  $V_p = 33,5$  км/сек. В афелии (несколько далее орбиты Марса):  $A=1,97$  А.Е., и  $V_a = 14,46$  км/сек, эксцентриситет  $e=0,4844$ . Тело «Турьи Реметы» пересеклось с орбитой Земли и вошло в ее атмосферу между перигелием и афелием под углом в  $43^\circ$  к поверхности Земли. Примерные оценки параметров движения этого тела по отношению к Земле на высоте 200 км следующие: скорость около 22 км/сек, масса около 5000 кг. По этим данным болид «Турьи Реметы» до встречи с Землей, скорее всего, представлял собой микрокometу среднего возраста с довольно значительной массой тяжелых элементов.

#### Анализ физико-химических параметров эволюции болида

Проанализированы изменения параметров болида, таких как высота (H), кинетическая энергия (E), сила сопротивления ( $F_c$ ), скорость (V), масса (m), сечение (S), объем (Y), давление (P), температура (T), траектория (L), угол к поверхности Земли, плотность атмосферного воздуха и газа в болиде, которые связаны следующими формулами (табл. 2):  $E = mV^2$ ,  $\text{м}^2 \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2}$ ;  $F_c = E / L = m \cdot a = P \cdot S$ ,  $n = \text{м} \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2}$ ;  $P = F_c / S = E / Y = RT / Y$ ,  $\text{м} \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2}$ ;  $Y = RT / P$ ,  $\text{м}^3$ , и другими соотношениями (рис. 15, 16).

Доболлидные физико-химические процессы начинаются при вхождении кометы «Турьи Реметы» в атмосферу Земли еще до появления свечения, т.е. до начала болида. Можно предположить на высоте 200 км начальную массу тела кометы около 5000 кг, его скорость около 22 км/сек. Первоначально температура была низкой, но с появлением свечения болида на высоте 81,4 км (табл. 2) она постепенно увеличивалась до 2000К.

Изменение основных параметров болида при его эволюции представлено в табл. 2; рис. 15, 16. Скорость, масса и кинетическая энергия болида постоянно уменьшаются. Сила сопротивления, сечение, объем и температура увеличиваются от начала болида до его максимума, а затем резко падают. Наиболее сложное изменение давления газа в болиде при его эволюции. Эти процессы связаны с вхождением болида во все более плотные слои атмосферы Земли, где увеличиваются сопротивление движению болида, сечение болида и

его объем. При этом происходит уменьшение массы болида, что предопределяет его выклинивание и погасание.

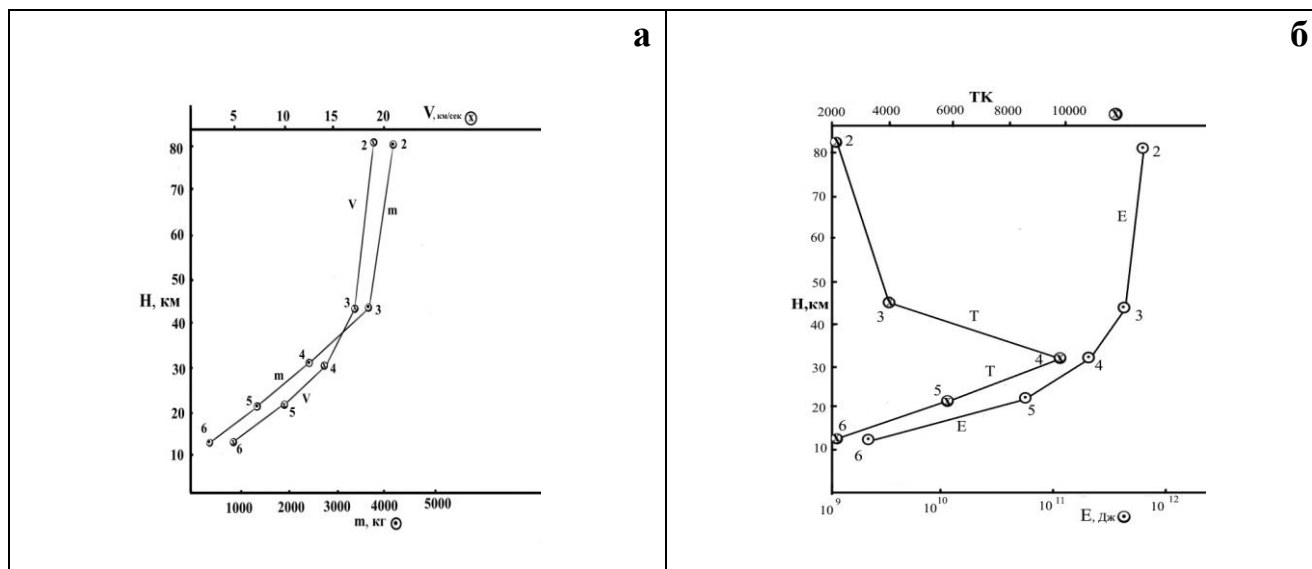
**Таблица 2.** Физико-химические параметры болида «Турьи Реметы»

Описание болида						
	Вхождение кометы в атмосферу	Начало болида	Начало расширения (хвост болида)	Максимум	Начало сужения	Выклинивание
Высота Н, км,	200	81,4	44	31	21	13,5
угол к поверхности Земли	$43^{\circ}$	$40^{\circ}$	$37^{\circ}$	$36^{\circ}$	$35^{\circ}$	$32^{\circ}$
Траектория болида, L, км,	0	0	56	77	92	106
сечение $S, \text{м}^2$	5	$3 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^8$	0
P, давление газа в болиде, $\text{м}^{-1} \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2}$	0	0	0,1	0,02	0,05	0
P атм. $\text{кг}/\text{см}^2$	$10^{-10}$	0,00005	0,0036	0,024	0,08	0,1
Скорость, V, км/с	22,0	18,5	17,5	14,0	10,0	3,8
Масса, M, кг	5000	4300	3800	2500	1400	400
Кинетическая, энергия $E_k$ Дж, $\text{м}^2 \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2}$	$2 \cdot 10^{12}$	$7,4 \cdot 10^{11}$	$5,8 \cdot 10^{11}$	$2,5 \cdot 10^{11}$	$7 \cdot 10^{10}$	$3 \cdot 10^9$
Сила сопротивления среды, $F_c$ , н, $\text{м} \cdot \text{кг} \cdot \text{сек}^{-2}$	$5 \cdot 10^4$	$10^6$	$4,5 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^7$	$1,1 \cdot 10^7$	$4,5 \cdot 10^6$
Плотность воздуха $\rho$ , $\text{г}/\text{м}^3$	$10^{-7}$	0,01	2	16	90	270
$Y_6$ объем болида, $\text{м}^3$		$10^6$	$7 \cdot 10^{11}$	$7 \cdot 10^{12}$	$10^{12}$	
$Y_m$ объем моля, $\text{м}^3$			$3 \cdot 10^5$	$7 \cdot 10^6$	$10^6$	
Температура болида, К		2000	4000	10000	6000	2000

Эти оценки параметров болида исходят из равновесия физико-химических процессов в болиде и являются суммарными и приближенными, поскольку на самом деле эти процессы неравновесны и имели **взрывной характер**, т.е. они быстро изменялись в пространстве и времени, поскольку весь процесс эволюции болида протекал всего за 7 секунд. За это время болид пролетает расстояние 106 км, внедряясь во все более плотные слои земной атмосферы (с высоты 81,4 км со скоростью 18,5 км/сек), образуя светящееся тело болида (табл. 1, 2; рис. 1). Радиус его (R) увеличивается от начала болида и в максимуме составляет 13 км на высоте 30 км. Затем, из-за все увеличивающегося сопротивления среды, он быстро сужается и выклинивается на высоте 13,5 км при скорости всего 3,8 км/сек. Вхождение в плотные слои атмосферы резко тормозит болид и вызывает его расширение с увеличением объема, давления и температуры. Выделенный высокотемпературный газ из тела болида вытесняет воздух атмосферы и после 7 секунд полета болид тухнет и исчезает.

Кинетику болида можно примерно оценить, исходя из алгебраического уравнения [8]  $[A] = [A]_0 e^{-kt}$ , где  $[A]$  и  $[A]_0$  – начальное и конечное значение концентрации вещества и изменение его количества или объема,  $t$  – промежуток времени,  $k$  – константа скорости процесса. Объем болида увеличился в течение 5 секунд в  $10^7$  раз, а  $k = 3,2$ . Эти результаты указывают на огромную взрывную скорость формирования болида, объем которого увеличивался каждую секунду в 25 раз.

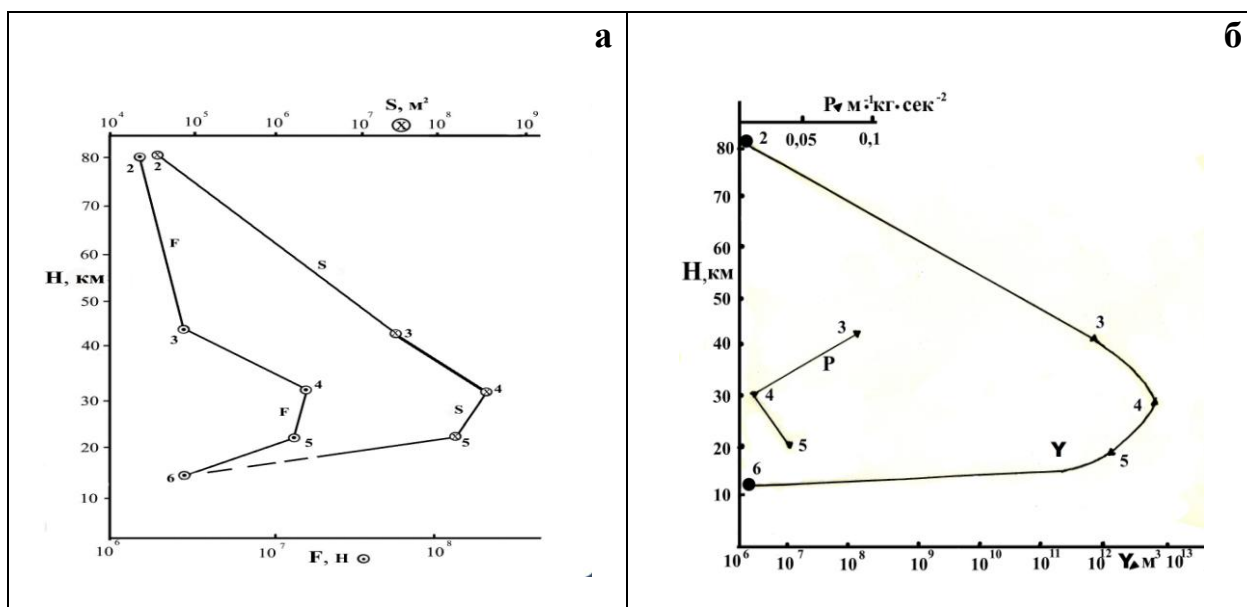
Формирование болида можно охарактеризовать как газовый взрыв, когда при нагревании ледяного кометного ядра из него быстро выделяется значительный объем высокотемпературной газовой плазмы ( $T=2000-10000K$ ) с соответствующим увеличением газового давления. Это явление подобно образованию газовой плазмы в канале молнии, давление которой изменяется в логарифмическом масштабе относительно температуры и времени процесса [1].



**Рис. 15.** Графики зависимости: **а** – массы (**m**) и скорости (**V**) болида; **б** – кинетической энергии (**E**) и температуры (**T**) болида от его высоты (**H**) по данным табл. 2.

Правда в молнии он длится всего несколько миллисекунд. Давление и температура уменьшаются от центра к краям болида. Это также объясняет появление светящихся частиц

вокруг болида, диаметром до километра, которые вылетают из него по градиенту давления, стремящегося к выравниванию.



**Рис. 16.** Графики зависимости: **а** – силы сопротивления среды (**F**) и сечения болида (**S**); **б** – объема (**Y**) и давления болида (**P**) от его высоты (**H**) по данным табл. 2.

После расхода исходного водного вещества болид выклинивается и тухнет. Хотя после погасания болида остается еще 400 кг вещества, вероятно представленным минеральным веществом, которое выпадает преимущественно в виде мелких магнитных железистых шариков, достаточно широко распространенных по всему следу болида.

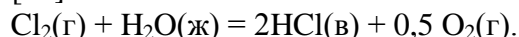
Можно также рассчитать примерные параметры взрывного процесса образования болида. Начальная масса болида 4300 кг, его общий объем  $8 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ , хотя объем исходного ледяного ядра микрокометы не более  $10 \text{ м}^3$ . Средняя плотность воздуха атмосферы, вытесненного болидом около  $10 \text{ г/м}^3$  или  $0.01 \text{ кг/м}^3$ . Масса этого воздуха  $8 \cdot 10^{10} \text{ кг}$ , которая в  $2 \cdot 10^7$  раз больше массы болида, т.е. плотность его высокотемпературной газовой плазмы должна быть соответственно, во столько же раз меньше плотности вытесненного болидом воздуха атмосферы. Отсюда средняя плотность высокотемпературной газовой плазмы болида составляет около  $10^{-6} \text{ г/м}^3$  или  $10^{-15} \text{ кг/м}^3$ .

Отдельной проблемой является выяснение первичного источника вещества комет [4], который связан с эволюцией вещества солнечных протуберанцев. В них происходит охлаждение солнечной рассеянной газовой плазмы с удалением легких газов (водорода, гелия) и концентрация тяжелых газов в центре протуберанца с его уплотнением в результате диффузии. Коэффициент диффузии ( $D$ ) особенно значителен для водорода как самого легкого газа в солнечной материи: для протия –  $D_{\text{H}}^2 = 0,70 \text{ см}^2/\text{сек}$ , и дейтерия –  $D_{\text{D}}^2 = 0,30 \text{ см}^2/\text{сек}$  при нормальных условиях, т.е. содержание дейтерия в протуберанце увеличивается по сравнению с протием.

А скорость диффузии по формуле  $X^2 = 6Dt$  составляет при высоких температурах и низких давлениях десятки метров в секунду [8]. Кроме того в водном газе хвоста комет, с повышением температуры в перигелии, происходит фракционирование изотопов водорода и кислорода с удалением части легких изотопов и обогащением остаточного льда комет тяжелыми изотопами. Этим можно объяснить обогащение кометной воды дейтерием, которое по сравнению с океанической водой Земли отличается более, чем в 2-3 раза.

Эволюция кометного протуберанца, начальной толщиной в несколько тысяч километров (до 1-5 % диаметра Солнца), состоит в рассеянии до 99% своей массы (в основном это H и He), уменьшаясь до толщины в несколько десятков километров. При охлаждении протуберанца образуется преимущественно вода, несколько обогащенная дейтерием в виде твердых гидратов – водяного льда с включениями газов и кристаллов – оксидов, силикатов, карбонатов, сульфатов тяжелых элементов – O, C, Mg, Fe, Si, S, Ca, Ni и др. Таким образом, формируются ледяные ядра комет, возможно с гелием.

В кометах обнаружен свободный кислород, который, вероятно, образуется по реакции между жидкой водой и газообразным хлором при повышении температуры в перигелии комет. При температуре ниже критической для воды (374°C) равновесие реакции жидкой воды с хлором идет вправо [12]:



Свободная энергия этой реакции составляет для разных температур:  $\Delta G_{298} = -25,5$  кДж/моль, а  $\Delta G_{647} = -1,8$  кДж/моль. Реакции образования свободного кислорода способствуют уменьшение температуры, восстановленности и кислотности водного раствора. При этом HCl(в) растворяется в воде, разделяясь на ионы Cl<sup>-</sup>(в) и H<sup>+</sup>(в), образуя кислый водный раствор соляной кислоты.

Эволюция комет заключается также и в том, что их орбита переходит от первичной круговой к эллиптической, что выражается в достаточно быстром увеличении эксцентриситета кометы от нуля до единицы, после чего ее орбита становится гиперболической и комета совсем уходит из Солнечной системы. Это свидетельствует о генетической связи комет с Солнцем и солнечными протуберанцами. Таким образом, термодинамическая эволюция комет является самопроизвольным и необратимым процессом с уменьшением их внутренней энергии и увеличением энтропии системы вплоть до рассеяния вещества комет и достижения состояния равновесия.

## Выводы

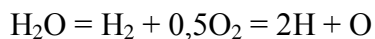
1. Болид «Турьи Реметы» имел не метеоритную, а метеорную природу и при относительно небольшой начальной массе (4300 кг) занимал огромный объем (около  $10^{12}$  м<sup>3</sup>) светящегося метеора, что возможно лишь при высокотемпературном газовом состоянии его вещества. Этот вывод подтверждает отсутствие метеоритного кратера и наличие многочисленных свежих железистых фаялит-вюститовых космических шариков, (размером от 0,1 до 2,0 мм), прослеженных по следу болида.

2. Перед началом светимости болида «Турьи Реметы» его первичное, еще холодное и твердое, тело вращалось вокруг Солнца по эллиптической орбите, подобно кометной, в перигелии близко к орбите Венеры со скоростью  $V_p = 33,5$  км/сек, в афелии несколько далее орбиты Марса со скоростью  $V_a = 14,46$  км/сек, эксцентриситетом  $e=0,4844$ . Следуя этим данным, болид «Турьи Реметы» до встречи с Землей скорее всего представлял собой микрокромету.



3. Процесс эволюции болида протекал всего 7 секунд. За это время болид пролетел расстояние 106 км, внедряясь во все более плотные слои земной атмосферы с высоты 81,4 км со скоростью 18,5 км/сек, образуя светящееся тело, радиус (R) которого увеличивался от начала болида и в максимуме составлял 13 км на высоте 30 км. Затем, из-за все увеличивающегося сопротивления среды, он быстро сужался и выклинивался на высоте 13,5 км при скорости всего 3,8 км/сек. Изменение основных параметров болида при его эволюции такие. Скорость, масса и кинетическая энергия болида постоянно уменьшаются. Сила сопротивления, сечение, объем и температура увеличиваются от начала болида до его максимума, а затем резко падают. Наиболее сложно происходит изменение давления газа в болиде при его эволюции. Эти процессы связаны с вхождением болида во все более плотные слои атмосферы Земли, где увеличиваются сопротивление движению болида, сечение болида и его объем. При этом происходит уменьшение массы болида в 10 раз, что предопределяет его выклинивание и погасание. Эти изменения параметров болида имели взрывной характер, поскольку весь процесс эволюции болида протекал всего 7 секунд.

4. Средняя плотность атмосферного воздуха, вытесненного болидом, составляет около  $0.01 \text{ кг/м}^3$ , а плотность высокотемпературной газовой плазмы болида в  $10^7$  раз меньше. То есть формирование болида можно охарактеризовать как газовый взрыв, при котором при нагревании ледяного кометного ядра из него быстро выделяется значительный объем высокотемпературной газовой плазмы с  $T=2000-10000\text{K}$  и соответствующим увеличением газового давления. Это явление подобно взрыву или образованию газовой плазмы в канале молнии, давление которой изменяется в логарифмическом масштабе относительно температуры и времени процесса. Температура этой плазмы рассчитывается из мольной энтальпии реакций разложения водного газа до одноатомных газов, которая составляет около 200 кДж/моль:



Кинетической энергии болида может хватить для нагрева газовой водной плазмы до температур 4000-10000 К.

5. Кинетику болида можно оценить, исходя из алгебраического уравнения, где связываются скорость изменения его объема с константой скорости  $k = 3,2$ . Эта величина соответствует взрывной скорости формирования болида, объем которого увеличивается каждую секунду в 25 раз.

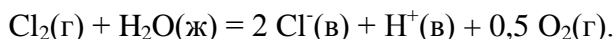
6. Превращение вещества болида «Турьи Реметы» из твердого состояния в газ возможно лишь при его водной природе, когда тело болида при низких температурах космоса имеет ледяное ядро, подобно комете, поскольку водный лед является самым распространенным твердым минералом в космосе при низких температурах. А при высоких температурах образуется водный газ, который занимает большой объем и светится в болиде. Таким образом, этот болид имел кометную природу и был микрокометой, что, в частности, подтверждается наличием эллиптической околосолнечной орбиты этой кометы с перигелием близким к орбите Венеры. Как известно, что кометный лед как клатрат содержит включения других газов и около одного процента силикатно-оксидных железистых минералов. Происхождение этого кометного вещества, вероятно, связано с образованием околосолнечных протуберанцев [4]. Такие болиды вместе с метеорами и кометами поставляют на Землю из космоса до 1 млрд. т вещества в год, в котором преобладает вода. Часть этой воды используется для образования облаков на больших высотах в атмосфере Земли, а большая часть кометной воды вместе с железистыми космическими шариками выпадает на земную поверхность, существенно пополняя гидросферу Земли. В космозологии изучение таких явлений имеет актуальное значение.

7. Отдельной проблемой является выяснение природы первичного источника вещества комет, который связан с эволюцией вещества солнечных протуберанцев. В них

происходит охлаждение солнечной рассеянной газовой плазмы с удалением легких газов (водорода, гелия) и, в результате диффузии, концентрация тяжелых газов в центре протуберанца с его уплотнением. Коэффициент диффузии ( $D$ ) особенно значителен для водорода, как самого легкого газа в солнечной материи: для протия  $D_{H_2} = 0,70$  и для дейтерия  $D_{D_2} = 0,30 \text{ см}^2/\text{сек}$  при нормальных условиях. Кроме того, в перигелии комет с повышением температуры в водном газе их хвоста происходит фракционирование изотопов с удалением части легких изотопов и обогащением остаточного льда комет дейтерием, которого в кометной воде, по сравнению с океанической водой Земли, больше в 2-3 раза.

8. Эволюция кометного протуберанца, начальной толщиной в несколько тысяч километров (до 1-5 % диаметра Солнца) состоит в рассеянии до 99% своей массы (в основном H и He), уменьшаясь до толщины в несколько десятков километров. При охлаждении протуберанца образуется преимущественно вода, несколько обогащенная дейтерием в виде твердых гидратов водяного льда с включениями газов и кристаллов – оксидов, силикатов, карбонатов, сульфатов тяжелых элементов C, O, Mg, Fe, Si, S, Ca, Ni и других. Таким образом формируются ледяные ядра комет, возможно с гелием.

9. В кометах обнаружен свободный кислород, который образуется по реакции между жидкой водой и газообразным хлором при повышении температуры в перигелии комет. При температуре ниже критической для воды ( $374^\circ\text{C}$ ) равновесие реакции жидкой воды с хлором идет вправо:



Этой реакции образования свободного кислорода способствуют уменьшение температуры, изменение кислото-восстановительных условий водного раствора. При этом образуется кислый водный раствор соляной кислоты.

10. Эволюция комет заключается также в том, что их орбита переходит от первичной круговой к эллиптической, что выражается в достаточно быстром увеличении эксцентриситета кометы от нуля до единицы, после чего ее орбита становится гиперболической и комета совсем уходит из Солнечной системы. Это свидетельствует о генетической связи комет с Солнцем и солнечными протуберанцами. Таким образом, термодинамическая эволюция комет является самопроизвольным и необратимым процессом с уменьшением их внутренней энергии и увеличением энтропии системы вплоть до рассеяния вещества комет и достижения состояния равновесия.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Р.Я., Бойченко С.Г., Спивак С.Д. и др. Термодинамика газового обмена в окружающей среде. Киев, Наук. Думка, 2007. - 247 с.
2. Klim I. Churyumov, Rudolf Ya. Belevtsev, Emlen V. Sobotovich, Svitlana D. Spivak, Volodymyr L. Blazhko, Volodymyr Solonenko. Magnetite microspheric particles from bright bolide of EN17101 exploded above the Trans-Karpaty mountains // XXVII General Assembly International Astronomic Union (IAU), 03-14 August, 2009, Sulamerica Convention Center, Rio De Janeiro, Brasil, S263, p: 12.
3. Белевцев Р.Я., Чурюмов К.И., Собонович Э.В., Спивак С.Д., Блажко В.И., Солоненко В.И. Поиски и исследование космического вещества от яркого болида EN171101 в Закарпатье (физико-химическая модель) // «РАДИОТЕХНИКА», Харьков, ХНУР, 2010. – с. 132-138.
4. Белевцев Р.Я., Спивак С.Д., Е.Е.Лазаренко, Блажко В.И., Чурюмов К.И. „О составе и возможном происхождении комет Солнечной системы” // Международная конференция КАММАК-2014, Винница, 2014 - с. 44-47.
5. Клименко А.П. Клатраты (гидраты газов). Киев: Наук. Думка, 1989. - 74 с.
6. Мейсон Б. Основы геохимии. М.: «Недра», 1971. - 311 с.
7. Собонович Э.В. Космическое вещество в земной коре. М.: Атомиздат, 1976. - 159 с.

8. Эберт Г. Краткий справочник по физике. М.: Гос. Из-во физико-математической литературы, 1963. - 552 с.
9. Явнель А.А. Метеоритное вещество с места падения Тунгусского метеорита // *Астрономический журнал*, 1957, т. 34, вып. 5. - с. 794-796.
10. Яворский Б.М., Дятлов А.А. Справочник по физике. М.: «Наука», 1980. - 507 с.
11. P.Spurny, V.Polubchan. EN171101 Bolide - The deepest ever photographed Fireball. Proceedings of Asteroid, Comets, Meteors (ACM 2002), 29 July - 2 August, Technical University Berlin, Germany, (ESA-SP-500), November 2002, p. 269-272.
12. Белевцев Р.Я. Происхождение и эволюция внешних геосфер: газовой атмосферы, кислого океана, свободного кислорода и возникновение жизни // *Доп. НАН України*. - 2011. - № 12. - С. 83-90.

## REFERENCES

1. R. Belevtsev, S. Boichenko, S. Spivak etc. Termodinamika gazovogo obmena v okruzhaushchey srede: monografiya [ Thermodynamics gas exchange in the environment] / Belevtsev R.Y., Boichenko S.G., Spivak S.D. - Kiev: Naukova dumka, 2007 - 247s. [in Russian]
2. Klim Churyumov, Rudolf Belevtsev, Emlen Sobotovich, Svitlana Spivak, Volodymyr Blazhko, Volodymyr Solonenko. Magnetite microspheric particles from bright bolide of EN17101 exploded above the Zaccarpathian mountains // XXVII General Assembly International Astronomic Union (IAU), 03-14 August, 2009, Sulamerica Convention Center, Rio De Janeiro, Brasil, S263, p: 12. [in Russian]
3. R. Belevtsev, K. Churyumov, E. Sobotovich, S. Spivak, V. Blazhko, V. Solonenko Poiski i isledovanie kosmicheskogo veshchestva ot yarkogo bolida EN 171101 v Zakarpat'e(fiziko-khmicheskaya model) [Searching and study of cosmic matter from bright bolide EN 171101 in Zaccarpathians(physicochemical model)] / R.Y. Belevtsev, K.I. Churyumov, E.V. Sobotovich, S.D. Spivak, V.I. Blazhko, V.I. Solonenko // «RADIOTECHNIK» Kharkov, 2010, p.132-138.[in Russian]
4. R. Belevtsev, S. Spivak, E. Lazarenko, V. Blazhko, K. Churyumov O sostave i vozmozhnom proishozhdenii komet Solnechnoy sistemy [About consist and possible origin comets of Solar system] R.Y. Belevtsev, S.D. Spivak, E.E. Lazarenko, V.I. Blazhko, K.I. Churyumov // International conference CAMMAK-2014, Vinnytsa, 2014 – p. 44-47. [in Russian]
5. A. Klymenko Klatraty (hidraty gazov) [Klaraty (gas hydrates)] A.P. Klymenko // *Kiev: Naukova Dumka*, 1989.- p 74. [in Russian]
6. B Mason Osnovy geohimii [Basics of geochemistry] M.: «Nedra», 1971. – p. 311 [in Russian]
7. E. Sobotovich. Kosmicheskoe veshchestvo v zemnoy kore. [The cosmic substance in the earth's crust]/ E.V. Sobotovich M.:Atomizdat, 1976. – p. 159. [in Russian]
8. G. Ebert – Kratkiy spravochnik po fizike [Brief reference book on physics] / . Ebert G. M.: Gos. Iz-vo physical and mathematical literature, 1963. – p. 552 [in Russian]
9. A. Yavnel Meteoritnoe veshchestvo s mesta padeniya Tunguskogo meteorite [Meteoritic matter from the crash site of Tunguska meteorite]// *Astronomical Jornal*, 1957, v. 34, edit. 5. – p. 794-796. [in Russian]
10. B. Yavorskiy, A. Dyatlov Spravochnik po fizike [Manual of Physics] .M.: «Nauka», 1980. p. 507 [in Russian]
11. P Spurny, V. Polubchan. EN171101 Bolide - The deepest ever photographed Fireball. Proceedings of Asteroid, Comets, Meteors (ACM 2002), 29 July - 2 August, Technical University Berlin, Germany, (ESA-SP-500), November 2002, p. 269-272.[in English]
12. R. Belevtsev – Proishozhdeniya i evolutsia vneshnih geospher: gazovodnoy atmosphery, kislogo okeana, svobodnogo kisloroda i vzniknoveniya zhizni [Origin and evolution of external geospheres: gas-aqueous

atmosphere, acidic ocean, free oxygen and appearance of life] // Report. NAN of Ukraine. - 2011. № 12. – p. 83-90. [in Russian]

## ПРО ФІЗИЧНІ ПАРАМЕТРИ ТА КОМЕТНУ ПРИРОДУ ЯСКРАВОГО БОЛІДУ EN171101 «ТУР'І РЕМЕТИ» У ЗАКАРПАТТІ

Белєвцев Р.Я., Чурюмов К.І., Мозгова А.М., **Соботович Е.В.**, **Співак С.Д.**, Блажко В.І., Лазаренко О.Є., Кузенко С.В., Бондаренко О.С.

Белєвцев Р.Я. д. г-м. н., зав.від., професор, член-кор. НАН України, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [belevtsev@ukr.net](mailto:belevtsev@ukr.net)

Чурюмов К.І. д.ф-м. н., зав.від., професор, член-кор. НАН України, Астрономічна обсерваторія Київського Національного Університету ім. Тараса Шевченка. [climchur@ukr.net](mailto:climchur@ukr.net)

Мозгова А.М. н. с., Астрономічна обсерваторія Київського Національного Університету ім. Тараса Шевченка.

Соботович Е.В. академік НАН України, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Співак С.Д. пров.н.с., к. г. н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Блажко В.І. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Лазаренко О.С. ст. н. с., к. г.-м. н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Кузенко С.В. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Бондаренко О.С. інж. 2 кат., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

*У роботі викладено результати пошукових шліхувальних, мінералого-петрографічних і фізико-хімічних досліджень речовини яскравого боліду EN171101 («Тур'ї Ремети») в Закарпатті. Були знайдені і проаналізовані свіжі магнітні залізисті фаяліт-вюстітові космічні кульки, розмір яких збільшується із заходу на схід по сліду польоту боліду в бік його максимуму. Проаналізовано зміну фізичних параметрів боліду, який пролітає по орбіті в 106 км за 7 секунд з висоти від 81 км зі швидкістю від 18,5 км/с. В таких умовах при масі боліду від 4300 кг зростає кінетична енергія і сила опору середовища, які проявляються в різкому розширенні світлого сліду боліду на висоті 30 км в його максимумі зі збільшенням об'єму його високотемпературного газу в  $10^6$  разів. Потім спостерігається швидке звуження сліду боліда і виклинювання його на висоті 13,5 км при зменшенні швидкості і маси в 10 разів. Болід «Тур'ї Ремети» мав не метеоритну, а метеорну природу. Перед початком світності боліду його первинне ще холодне крижане тіло являло собою мікрокомету, яка оберталася навколо Сонця по еліптичній орбіті близько до орбіти Венери. Визначено термодинамічні параметри реакцій в речовині боліду. Тиск і температура газу в боліді спочатку значно зростали, а потім зі збільшенням об'єму боліду вони різко зменшувались до рівноважного значення. Ці процеси в боліді пов'язані з входженням його у все більш щільні шари атмосфери Землі, що зумовлює його виклинювання і згасання. Природа боліду пов'язана з термодинамічною еволюцією комет, як самовільним і незворотним процесом із зменшенням їхньої внутрішньої енергії і збільшенням ентропії системи аж до досягнення стану рівноваги. Первинне джерело речовини комет пов'язане з еволюцією речовини сонячних протуберанців, в яких відбувається охолодження сонячної розсіяної газової плазми з видаленням легких газів в результаті дифузії та конденсації водного газу в лід, при цьому вміст дейтерію в протуберанці збільшується порівняно з протієм. В кометах виявлено вільний кисень, який утворюється при підвищенні температури в перигелії комет. Визначено кометну природу боліду «Тур'ї Ремети» як мікрокомети з первинним крижаним ядром, що має велике значення при вивченні подібних явищ для космоекології.*

**Ключові слова:** термодинаміка боліду, фізичні параметри, швидкість, кінетична енергія, сила опору середовища, об'єм, тиск та температура газу, ізотопи, склад залізистих космічних кульок з шліхів, кометна природа боліду

## ABOUT PHYSICAL PARAMETERS AND NATURE OF BRIGHT BOLIDE EN171101 «TURJA REMETA» IN TRANSCARPATHIA

R. Belevtsev, K. Churyumov, A. Mozgova, E. Sobotovich, S. Spivak, V. Blazhko, E. Lasarenko, S. Kuzenko, A. Bondarenko

**R. Belevtsev** D.Sc. (Geol.-Min.), Head of Department, Professor, Cor. Member NASU, S.I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine», belevtsev@ukr.net

**K. Churyumov** D.Sc. (Phys.-Math.), Head of Department, professor, Cor. Member NASU, Astronomical Observatory of Kyiv National University of Taras Shevchenko, [climchur@ukr.net](mailto:climchur@ukr.net)

**A. Mozgova** Researcher, (Phys.-Math.) Astronomical Observatory of Kyiv National University of Taras Shevchenko

**E. Sobotovich** Acad. NASU, S.I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

**S. Spivak** Principal Researcher, D.Sc. (Geol.-Min.), S. I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

**V. Blazhko** Researcher, S.I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

**E. Lasarenko** Senior Researcher, Ph.D. (Geol.-Min.), S.I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

**S. Kuzenko** Researcher, S.I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

**A. Bondarenko** Engineer, S.I. «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine»

*The article presents the results of the search of sanding, mineralogical and petrographic and physico-chemical studies of substance of the bright bolide EN171101 («Turia Remeta») in Transcarpathia. Recent magnetic glandular fayalite-wustite space balls, the size of which increases from west to east along the flight track bolide to the side of the bolide maximum 0.1-0.3 mm to 1.0-2.0 mm in diameter, were found and described during the research. Changes in the physical parameters of the bolide were analyzed that flies with a speed of 18.5 km / s in its orbit of 106 km in 7 seconds from a height of 81 km. As to this considerable kinetic energy and power of resistance of the environment is increasing, that is manifested in the sharp increase of bolide glowing trail at an altitude of 30 km in the bolide with maximum increase in its high-temperature gas  $10^6$  times. Then there is a rapid narrowing of the bolide trail and thinning of it at a height of 13.5 km with decreasing speed and mass in 10 times. Bolide «Turia Remeta» was not of a meteorite but of a meteor nature. Before its initial luminosity bolide was an icy cold body - the micro comet, which revolved around the sun in an elliptical orbit around the orbit of Venus. Thermodynamic parameters of reactions in the matter of the bolide were defined. Pressure and temperature of gas in bolide are initially growing rapidly, then with increasing of volume are drastically reduced to equilibrium. These processes of the bolide are associated with its entry in the increasingly dense layers of the atmosphere and all options for reducing bolide, which makes it displacement and fading. Conditions of these blasting processes and chemical reactions turn into mainly high-water gas in falling bolide as they were defined as well. Nature of bolide is related to thermodynamic evolution of comets as voluntary and irreversible reduction of their internal energy and entropy of the system increase reaching a state of equilibrium. Primary source of the material associated with the evolution of comet material are solar prominences, which is scattered solar cooling gas plasma, the removal of light gases as a result of the diffusion and condensation aqua gas into ice, which the content of deuterium in prominences increases over protium. In the comments found free oxygen, which is formed by the reaction between liquid water and gaseous chlorine at elevated temperatures in the perihelion of comets. Conclusions about the nature the bolide as a micro comet with primary icy nucleus were made, it has the importance for Cosmo ecology.*

**Key words:** bolide thermodynamics, physical parameters, speed, kinetic energy, the power of resistance of environment, volume, pressure and temperature of the gas, isotopes, the composition of the cosmic balls of glandular concentrates, comet nature of bolide.



УДК 553.078

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОРИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кузьмин А.В. , Ярошук М.А.

Кузьмин А.В. ст. н. с. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Ярошук М.А. д. г.-м. н., в.н.с. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

*Состояние минерально-сырьевой базы урана и ряд проблем в атомной энергетике обуславливает необходимость использования тория в качестве топлива на АЭС. Кратко охарактеризованы состояние изученности на торий территории Украины, особенности его геохимии и металлогении. Приведены данные по ториеносности пород фундамента Украинского щита и истории накопления в них тория. Даны параметры ториевой минерализации в породах основных геологических формаций Украинского щита (среднее содержание тория, среднее Th/U отношения, коэффициенты вариации содержаний тория и урана). Показано размещение ториеносных и геохимически специализированных на торий кристаллических пород в мегаблоках и межблоковых шовных зонах Украинского щита. Сделан вывод, что основные перспективы создания минерально-сырьевой базы этого металла следует связывать с развитием щелочного интрузивного магматизма, метасоматоза и гидротермальной деятельности в фундаменте щита.*

**Ключевые слова:** *распределение тория, кристаллические породы, ториеносные формации, атомная энергетика, периоды накопления, геохимия тория.*

### Введение

По данным [1] разведанные месторождения урана могут обеспечить сырьём атомную энергетику на 70 лет. По другим оценкам [2] в ближайшее время экономическую привлекательность сохранят лишь ресурсы урана ценовой группы до 80 долларов США за килограмм, разведанными запасами которой, по данным Всемирной ядерной ассоциации, промышленность обеспечена на 50 лет при современном уровне потребления. Вместе с тем, по тем же оценкам, до 2020 года этот уровень вырастет на 43%, т.е. обеспеченность снизится до 35 лет. Вовлечение в разработку дополнительных ресурсов связано с весьма неравномерным их распределением между странами и континентами и практической полной отработкой в таких развитых странах как США, Франция, Германия, Англия, Испания, Италия, Чехия, Япония. Поэтому сохранится разделение стран на экспортеров и импортеров урана, что будет определять высокий уровень цен на него. По данным МАГАТЭ [3] суммарный дефицит между производством урана за счет разведанных запасов и потреблением его до 2050 года составит около 850 тыс. тонн. Изменить положение с производством природного урана может лишь открытие крупных месторождений с невысокой себестоимостью добычи. Однако, учитывая беспрецедентно интенсивные геологоразведочные работы на уран за последние 60 лет, можно ожидать выявления лишь новых рудных полей с ограниченными ресурсами [4].

Атомная энергетика XXI века требует мобилизации всех своих ресурсов, в т.ч. и использования в качестве топлива ещё одного природного радиоактивного элемента – тория. Начиная с 1991 года, МАГАТЭ поддерживает программы с применением на АЭС ядерного топлива на его основе. В 1985 году в Германии был запущен первый в мире промышленный

ториевый реактор. Строятся реакторы с использованием тория в США, Индии, Норвегии, Бразилии, Израиле и других странах. В России в число приоритетных задач Министерства по атомной энергетике входит координация работ по ториево-топливному циклу [5]. Применение тория в ядерной энергетике рассмотрено в работе [1]. Коротко остановимся лишь на основных моментах. Интерес к этому металлу-энергоносителю, кроме ограниченности ресурсов урана, связан с поисками решения ряда важных проблем в самой ядерной энергетике: экономической эффективности, ядерной безопасности, сбережения и переработки отработанного топлива и другими. Эти проблемы решаются при включении в топливный цикл тория. В качестве ядерного топлива используется весь торий в виде изотопа  $^{232}\text{Th}$ , в то время как из природных изотопов урана практически используется лишь  $^{235}\text{U}$ , составляющий 0,7% от общего количества природного урана. Это создает мировую экологическую проблему отвалного урана. Ториевая энергетика, в отличие от урановой, не вырабатывает плутоний и трансурановые элементы, что важно как с экологической точки зрения, так и с точки зрения нераспространения ядерного оружия. Значительно упрощается технология получения ядерного топлива в случае использования тория, ибо снимается операция разделения природных изотопов. Нет необходимости создания новых реакторов, достаточно модернизировать существующие. Ториевый реактор, загруженный один раз, будет работать до почти полного «выгорания» топливных элементов (до 20 лет), в отличие от уранового, требующего замены топливных элементов при «выгорании» не более 10% активного вещества, т.е. каждые 1,5-2 года. Модернизированные реакторы обеспечивают более высокую безопасность и надежность АЭС.

Атомная энергетика производит около 49% всей электроэнергии в Украине, однако, несмотря на значительные ресурсы урана, потребление его на АЭС покрывается собственными источниками лишь на 30%, главным образом, в связи с низким качеством руд. Рассчитывая на применение тория в качестве энергетического сырья в будущем, уже сейчас необходимо определиться в возможностях создания сырьевой базы этого полезного ископаемого.

### **Изученность ториеносности горных пород на территории Украины**

Системное изучение ториеносности горных пород на территории Украины не проводилось. В период до 1960 года были выполнены лишь работы по поискам рассыпных месторождений, не давшие положительных результатов. В дальнейшем данные по ториеносности горных пород накапливались попутно как при проведении поисково-разведочных работ на уран КП «Кировгеология», так и в процессе массовых поисков урана другими геологическими организациями. Характеристика выявленных россыпей приведена в работе [1]. В целом алювиально-делювиальные, аллювиальные и пляжные россыпи, а также коры выветривания гранитоидов, характеризуются ограниченными размерами, неравномерным и в целом низким содержанием (от 0,1 до 1,0 кг/м<sup>3</sup>) монацита, хотя в отдельных пробах содержание его достигает 7 кг/м<sup>3</sup> (при бортовом содержании 1,5 кг/м<sup>3</sup>). Крупные прибрежно-морские комплексные россыпи бедны монацитом (до 0,1 кг/м<sup>3</sup>). Имеющиеся отдельные сведения о возможности получения монацитовых концентратов из прибрежно-морской россыпи Малышевского месторождения [1] и каолиновых кор выветривания Глуховецко-Турбовского района [6] пока не позволяют рассматривать эти виды сырья как основу минерально-сырьевой базы тория.

Первая попытка систематизации имеющегося материала по ториеносности пород докембрийского фундамента Украинского щита (УЩ) была сделана в 2007 году [7]. Дальнейшая работа над материалом позволила дать характеристику ториеносности основных

геологических формаций, разделить их на классы по уровню концентрации тория и наметить историю накопления в них тория.

### Особенности геохимии и металлогении тория

Торий – радиоактивный элемент, родоначальник радиоактивного семейства, заканчивающегося стабильным изотопом  $^{208}\text{Pb}$ . В природе он представлен одним долгоживущим изотопом  $^{232}\text{Th}$  с периодом полураспада  $1,39 \cdot 10^{10}$  лет. Химические свойства тория подобны редкоземельным элементам, урану, цирконю. В земной коре его в 3,5 раза больше, чем урана. Известно 225 ториевых и торийсодержащих минералов, относящихся в основном к кислородным и кремниевым соединениям, в меньшей мере к фосфатам, карбонатам, титанатам, ниобатам. Сульфидов, арсенидов, селенидов, фторидов, ванадатов и вольфрамов он не образует. Около 160 минералов содержат до 0,1%  $\text{ThO}_2$ , 25 – от 2 до 7% и около 40 – более 7%  $\text{ThO}_2$ . К основным его промышленным минералам относятся монацит (до 28% Th), торит (до 81% Th), торианит (до 76% Th) и их разновидности. В последнее время всё большее значение приобретают торийсодержащие минералы, из которых он может рентабельно извлекаться попутно с другими металлами. К ним относятся лопарит, эвдиалит, браннерит, пирохлор, бастнезит, паризит и некоторые другие. Подобно урану, для тория характерно накопление в остаточных расплавах [8]. В породах он находится как в рассеянном состоянии в породообразующих, так и в виде примесей в акцессорных минералах, где содержание его колеблется в широких пределах. Например, в монацитах бердичевского комплекса оно меняется от 3,4 до 12,4%, а монациты черниговского комплекса практически не содержат тория. Торий-урановое отношение в цирконах колеблется от 0,4 до 1,0, в сфенах и апатитах – от 1,0 до 2,0, а в монацитах иногда достигает 60 [9]. Во всех природных соединениях торий четырехвалентен и, в отличие от урана, не принимает участия в окислительно-восстановительных процессах. Для изверженных пород характерно нарастание содержания его (как и урана) в ряду ультраосновные – основные – средние – кислые (от  $5 \cdot 10^{-7}$  до  $1,8 \cdot 10^{-3}\%$ ), пропорционально росту содержания кремнекислоты и калия. Магматические образования повышенной щелочности в общем случае характеризуются повышенным содержанием тория.

Сходное строение внешних электронных оболочек атомов и их величины Th, U и TR обусловили общие закономерности их поведения в магматических и постмагматических процессах. Близость ионных радиусов определила их широкий изоморфизм [10], но при этом существуют некоторые отличия в поведении легких и тяжелых лантаноидов, урана и тория. Торий по величине ионного радиуса ближе к легким лантаноидам, а уран – к элементам иттриевой группы [8, 11]. В эндогенных условиях для лантаноидов и актиноидов единым общим петрогенным геохимическим аналогом, вследствие близости ионных радиусов, является кальций. Поэтому его минералы являются одними из основных носителей этих элементов в породах на уровне кларковых концентраций [12]. Изоморфизм Ca и Th широко проявлен и в постмагматических процессах, особенно высокотемпературных. В целом в щелочных породных комплексах и связанных с ними постмагматических образованиях происходит преимущественно накопление легких лантаноидов и тория. Тяжелые лантаноиды и уран при высоких температурах в основном дают соединения с фтором и отгоняются в апикальные части интрузий метасоматически измененных щелочных или субщелочных гранитов в ассоциации с флюоритом. Повышение кислородного потенциала в постмагматическую стадию ведет к изменению валентности урана и выносу его в растворимых соединениях. Отделение тория и лантаноидов от урана базируется на разной устойчивости их соединений при снижении температуры. Уран дольше всех удерживается в

карбонатных растворах, совсем теряя связь с торием и лантаноидами в средне-низкотемпературном гидротермальном процессе.

Таким образом, основная масса не только магматических, но и постмагматических концентраций тория имеет комплексный торий-редкоземельный, значительно реже торий-редкометалльный или торий-урановый состав, который меняется в рудах различных генетических типов. Основная масса TR, Y, Th и U в интрузивных щелочных и гранитоидных комплексах сосредоточена в акцессорных торийсодержащих минералах. Количество их растет в поздних фазах и высокотемпературных метасоматитах. Лишь иногда встречаются гидротермальные жилы или небольшие массивы щелочных гранитов, в которых присутствуют собственные минералы тория – торит, торанит и их разновидности. В полевых шпатах в безминеральной форме обычно накапливаются легкие лантаноиды и торий, а в фемических минералах – тяжелые лантаноиды и уран. Незначительные концентрации лантаноидов и тория в расплаве при высокой концентрации кальция ведет к их рассеиванию в кальцийсодержащих минералах без образования акцессориев.

В процессе выветривания торий, главным образом содержащийся в пороодообразующих минералах, адсорбируется поверхностями кристаллов гидратов окислов железа, марганца, а в водных растворах связывается стойкими комплексными соединениями – карбонатами, фторидами, нитратами. Основная масса торийсодержащих акцессорных минералов устойчива в зоне гипергенеза и фиксируется в россыпях. Поэтому подвижность тория в экзогенных условиях ограничена. Хемогенные осадочные или инфильтрационные месторождения его не известны.

Все значительные эндогенные рудные концентрации тория и тесно связанных с ними лантаноидов приурочены к жестким элементам континентальной земной коры – щитам, срединным массивам, консолидированным складчатым системам. Они обычно локализованы в зонах тектоно-термальной активизации (ТТА) и генетически или парагенетически связаны со щелочными или субщелочными магматическими, метасоматическими или ультраметаморфическими формациями. Размещение месторождений обычно контролируется глубинными долгоживущими зонами разломов и сопряженными с ними разрывными структурами более высоких порядков. Их появление, за исключением собственно магматических, связано в основном с высоко-среднетемпературным метасоматическим замещением. Выполнение открытых полостей играло резко подчиненную роль и происходило лишь в среднетемпературную гидротермальную стадию.

Щелочные магматические комплексы обязаны своим образованием глубинным (подкоровым) процессам [13, 14, 15]. Региональный метаморфизм обуславливал вынос из пород и в основном рассеивание некоторой части тория [16]. Так называемое метаморфогенно-гидротермальное оруденение появляется далеко не во всех метаморфических комплексах и многими исследователями относится к регионально-плутоническому типу. Его развитие обусловлено поступлением по зонам глубинных разломов теплового потока, а вместе с ним ряда петро- и рудогенных элементов из глубин Земли, ибо геотермический градиент не может обеспечить необходимой для масштабной мобилизации в земной коре рудогенных элементов тепловой энергии [17]. Это оруденение обычно вытянуто вдоль зон глубинных разломов. Палингенно-анатектическое (в основном изохимическое) гранитообразование приводит к формированию массивов гранодиоритов и плагиогранитов, как и метаморфиты, в целом бедных на радиоактивные элементы. Появление эндогенных концентраций тория, обычно в тесной связи с лантаноидами и ураном, как при формировании гранитоидных комплексов, так и в ходе щелочного магматизма, метасоматоза и гидротермальной деятельности прямо или опосредовано (через развитие гранитоидного магматизма и флюидизма в земной коре) обусловлено процессами,

происходящими в мантии. Основная масса этих элементов поступала из глубин земли в составе щелочных расплавов и глубинных флюидов (сквозьмагматических [18], интрателлурических [19] растворов или плюмов [20]), которые обуславливали и развитие палингенно-метасоматического гранитообразования. Согласно [14], верхняя мантия неоднородна по своему составу, как на глубину, так и по латерали. В земной коре выделен класс мантийных рудных месторождений, источники рудного вещества которых находятся в подкоровых зонах и связаны с существованием «рудных» неоднородностей в мантии, обогащенных рассеянными элементами, среди которых TR, Th, U. Это, в частности, подтверждается тем, что уровень концентрации лито- и халькофильных элементов в ультраосновных породах мантии может быть на 1-2 порядка выше, чем предполагалось ранее [21]. По данным [22] содержание тория в кимберлитах и некоторых других породах глубинного происхождения (в частности в карбонатитах) близко к содержанию его в гранитоидах, а в пределах Сибирской платформы кларк концентрации тория в кимберлитах по отношению к его содержанию в земной коре составляет 1.8 [23]. Флюидные потоки, пересекая по зонам глубинных разломов мантию и кору, на своем пути захватывали компоненты пород разных уровней формирования и обуславливали развитие магматизма и метасоматоза. В коре они могли смешиваться с магматогенными и метаморфогенными растворами и при выходе в верхнюю часть земной коры мало чем отличаться от гидротермальных растворов.

### **Ториенность породных комплексов фундамента Украинского щита**

Основная часть территории щита сложена гранитоидами различных типов и времени формирования, а содержание и минеральная форма тория в них неоднородны. Хотя с гранитоидами генетически не связаны промышленные концентрации тория, рассмотрение особенностей его распределения в них необходимо для понимания общей эволюции ториенакопления в породах фундамента и роли в нём гранитообразования. Содержание тория и состав торийсодержащих акцессорных минералов в гранитоидах различных петрогенетических типов УЩ приведено в табл. 1.

Гранитоиды первого типа сформировались в палеоархее и характеризуются невысоким уровнем концентрации актиноидов (повышенное содержание тория в эндебитах гайворонского комплекса обусловлено более поздним его привнесением). В гранитоидах второго типа, образовавшихся в неогархее и палеопротерозое, содержание тория несколько выше. В прогрессивных палингенно-метасоматических гранитоидах, сформированных в палеопротерозое, оно превышает кларковые значения. Регрессивные гранитоиды этого типа также характеризуются повышенным содержанием тория, в то время как в ремобилизованных гранитоидах оно ниже кларковых значений. Гранитоиды третьего типа в основном сформировались в палеопротерозое. Среди них существенно повышенным содержанием тория характеризуются интрузивные чарнокитоиды. Гранитоиды четвертого типа появились в мезопротерозое. По отношению к предыдущему типу здесь более сложный фациальный состав и более четкая аллохтонность. Они приурочены к тем же блокам фундамента, что и гранитоиды третьего типа, а их появление связано с автономной мезопротерозойской ТТА палеопротерозойской платформы. Содержание тория в редкометальных лейкогранитах и породах габбро-сиенитовой формации превышает кларковые значения. Относительно повышенным содержанием тория характеризуются и граниты рапакиви.

В распределении актиноидов и лантаноидов в гранитоидах важную роль играли глубины становления массивов и их размеры. К мезоабиссальному типу относятся все гранитоиды эндебит-плагиогранитного и чарнокит-гранитного этапов формирования земной коры, а также коростенского и корсунь-новомиргородского комплексов. В массивах

этих гранитоидов процессы кристаллизационной дифференциации угнетены, что не способствовало накоплению рудогенных элементов. К гипабиссальному типу можно отнести небольшие интрузивные массивы редкометальных лейкогранитов, выделяющиеся повышенным содержанием актиноидов. Общая низкая рудоносность докембрийских гранитоидов сложилась в связи с тем, что в докембрии резко преобладают автохтонные, а в фанерозое – аллохтонные ортомагматические гранитоиды. Кроме того, в докембрийских интрузиях в связи с глубоким эрозионным срезом не сохранились верхние части, обычно обогащённые актиноидами и лантаноидами. Формирование даже небольших поздних интрузий редкометальных лейкогранитов приводило к обогащению их радиоактивными элементами лишь на геохимическом уровне.

В метаморфических толщах содержание тория, в целом, ниже, чем в палингено-метасоматических гранитоидах. При формировании их как по метатерригенным толщам, где уровень содержания тория выше, так и по метаморфизованным офиолитам и особенно диабазо-спилитам, где он значительно ниже, уровень концентрации тория в целом возрастал независимо от содержания его в субстрате (табл. 2).

**Таблица 1.** Радиогеохимическая характеристика основных типов гранитоидов Украинского щита (по данным К.Е. Есипчука (1988 год.) с дополнениями)\*

Стадия гранитообразования Петрогенетический тип	Геологическая формация	Породный комплекс	Содержание Th $\cdot 10^{-4}$	Th/U	Радиоактивные акцессорные минералы
Граносиенит – рапакивигранитная стадия. IV петрогенетический тип	Редкометальных лейкогранитов	Пержанский	38,2	2,3	Циртолит, торит, бастнезит
		Каменномогильский	46,0	3,7	Ксенотим, циркон, торит, монацит
	Анортозит-рапакивигранитная	Коростенский	16,4	4,3	Циркон, апатит, сфен, ортит
		Корсунь-Новомиргородский	15,0	4,3	Циркон, апатит, сфен, ортит
Чарнокит-гранитная стадия, III петрогенетический тип	Интрузивных чарнокитоидов	Новоукраинский	18,0-32,1	7,8-11,8	Монацит, циркон, апатит, ортит
	Интрузивных субщелочных гранитоидов	Хлебодаровский	9,8	9,8	Циркон, апатит, сфен, ортит
		Кишинский	7,4	3,9	Апатит, циркон, сфен
	Интрузивных диоритов и гранодиоритов	Осницкий	11,2	3,1	Апатит, циркон, ортит
Чарнокит-гранитная стадия II петрогенетический тип	Интрузивных диоритов и плагиогранитов	Сурский	6,6	5,1	
	Прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов	Житомирский	16,7-22,9	4,7-4,8	Монацит, циркон, сфен, апатит
		Кировоградский	16,0-31,2	4,6-9,7	Монацит, циркон, ксенотим, апатит
	Регрессивных микроклиновых гранитов	Поповский	75,0	8,0	Циркон, ортит, торит, бастнезит
		Анадольский	28,7	11,5	Монацит, циркон, сфен, апатит
	Регрессивных плагиоклаз-	Уманский	42,0	7,1	Монацит, бастнезит, рабдофанит

Стадия гранитообразования  Петрогенетический тип	Геологическая формация	Породный комплекс	Содержа- ние Th $\cdot 10^{-4}$	Th/U	Радиоактивные акцессорные минералы
	микроклиновых гранитов	Мокромосковский	20,8	6,7	Монацит, ортит, торит, циркон
	Регрессивных диоритов и гранодиоритов	Гайсинский	19,6	19,6	Апати, сфен, циркон
	Ремобилизованных глиноземистых гранитов	Бердичевский	14,0	12,7	Монацит, циртолит, ксенотим, циркон, апатит
	Ремобилизованных автохтонных чарнокитов	Побужский	11,0	8,5	Монацит, апатит, циркон
	Ремобилизованных автохтонных плагиогранитов	Ингулецкий	7,5	7,5	Апатит, циркон, сфен
		Саксаганский	11,5	4,8	Апатит, циркон, сфен
Эндербит – плагиогранитная стадия. I петрогенетический тип	Тонолит- плагиогранитов	Днепропетровский	12,1	8,6	Апатит, циркон, сфен
	Эндербитов	Гайворонский	17,0	18,9	Монацит, циркон, сфен
		Ремовский	10,0	5,6	Апатит, циркон, сфен

\* в таблицу не вошли некоторые малораспространённые и неизученные в радиогеохимическом отношении гранитоидные комплексы

Это подтверждает привнос тория глубинными флюидами, ибо неоднократное длительное гранитообразование должно было бы истощить земную кору, и последние гранитоидные магмы должны были бы быть обеднены, а не обогащены актиноидами и лантаноидами. В частности редкометальные лейкограниты появляются из самостоятельных расплавов, контролируемых глубинными разломами и относятся к сквозным образованиям, не зависящим от состава вмещающих пород [25].

Украинский щит является уникальной провинцией развития докембрийского щелочного магматизма [26]. В его пределах выявлено около 40 проявлений щелочных пород, главным образом, в пределах Приазовского мегаблока, однако на фоне гранитоидов и метаморфитов эти породы выглядят локальными петрологическими аномалиями и занимают лишь около 0,7% территорий щита. Они вмещают торийсодержащее редкометальное и редкоземельное оруденение, сформировавшее ряд месторождений и рудопроявлений, в пределах которых торий изучался попутно.

**Таблица 2.** Параметры ториевой минерализации в образованиях основных геологических формаций фундамента Украинского щита

№ п/ п	Наименование формаций, комплексов, серий	Кол – во определений	Среднее содержание Th $\cdot 10^{-4}\%$	Среднее Th/U	Стандартное отклонение содержаний Th $\cdot 10^{-4}\%$	Коеф. вариации содержаний Th, %	Коеф. вариации содержаний U, %
1	Формация диабазо- спилитовая (Ar)	531	3,2	4,1	3,1	94	74
2	Формация офиолитовая (Ar)	173	8,0	8,9	5,0	62	100



№ п/ п	Наименование формаций, комплексов, серий	Кол – во определений	Среднее содержание Th $\cdot 10^{-4}\%$	Среднее Th/U	Стандартное отклонение содержаний Th $\cdot 10^{-4}\%$	Коэф. вариации содержаний Th, %	Коэф. вариации содержаний U, %
3	Формация аргиллит-песчаниковая, частично основных эффузивов, бугская серия (Ar)	28	5,1	6,2			
4	Формация гипербазитовая (серпентиниты, актинолититы, тремолититы, перидотиты и пироксениты измененные	125	2,0	5,0			
5	Формация гранитов и мигматитов плагиоклазовых, субстрат – диабазово-спилитовая формация (Ar)	543	7,1	6,3	5,8	81	51
6	Формация гранитов и мигматитов плагиоклазовых, субстрат – офиолитовая формация (Ar)	84	15,1	16,7	16,6	110	72
7	Формация гранитов и мигматитов плагиоклазовых, субстрат не ясен	383	7,4	9,2	4,2	56	63
8	Формация гранитов плагиоклазовых аплит-пегматоидных (Ar)	152	2,3	3,3	0,8	33	87
9	Формация кварцито-песчаниковая (нижняя свита криворожской серии) (Pr <sub>1</sub> )	27	12,9	3,0			
10	Формация железисто-кремнистая (средняя свита криворожской серии) (Pr <sub>1</sub> ) а) железистые кварциты б) сланцевые горизонты	70 28	2,0 10,3	2,5 6,5			
11	Формация карбонатно-песчано-сланцевая (верхняя свита криворожской серии) (Pr <sub>1</sub> )	58	11,3	5,0			
12	Формация аргиллит-песчаниковая,	366	9,5	4,3	4,9	51	50

№ п/ п	Наименование формаций, комплексов, серий	Кол – во определений	Среднее содержание Th $\cdot 10^{-4}\%$	Среднее Th/U	Стандартное отклонение содержаний Th $\cdot 10^{-4}\%$	Коэф. вариации содержаний Th, %	Коэф. вариации содержаний U, %
	частично основных эффузивов, ингуло- ингулецкой и тетеревской серий (PR <sub>1</sub> )						
13	Формация плагиоклаз- микроклиновых гранитов, субстрат – диабазо-аплитовая и кератофиро- сланцевая формации архея, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулотовой фаций (Ar <sub>3</sub> -PR <sub>1</sub> )	1233	37,6	6,7	32,2	87	54
14	Формация плагиоклаз- микроклиновых гранитов, субстрат неясен (Pr <sub>1</sub> )	363	15,5	5,3	11,5	71	48
15	Формация плагиоклаз- микроклиновых гранитов, субстрат – офиолитовая и карбонатно-песчано- глинистая формация архея, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (PR <sub>1</sub> )	753	18,4	11,7	11,2	65	59
16	Формация плагиоклаз- микроклиновых гранитов, субстрат терригенный нижнепротеройский, метаморфизованный в амфиболитовой фации	2206	20,2	5,8	10,4	55	50
17	Формация сиенит- граносиенитовая, хлебодаровский комплекс (PR <sub>1</sub> )	110	4,5	5,2	2,9	69	35
18	Формация микроклиновых аплит-пегматоидных гранитов (PR <sub>1</sub> )	706	14,1	5,2	11,3	93	74

№ п/п	Наименование формаций, комплексов, серий	Кол – во определений	Среднее содержание Th $\cdot 10^{-4}\%$	Среднее Th/U	Стандартное отклонение содержания Th $\cdot 10^{-4}\%$	Коэф. вариации содержания Th, %	Коэф. вариации содержания U, %
19	Формация сланцево-кератофировая (осницкая серия) (PR <sub>2</sub> )	58	13,2	3,9	7,0	53	59
20	Формация габбро-диорит-гранитовая, осницкий комплекс (PR <sub>2</sub> )	187	12,3	4,5	7,1	58	45
21	Формация габбро-анортозит-рапакиви-гранитовая (PR <sub>2</sub> ): а) граниты рапакиви, граносиениты; б) габбро-анортозиты	337	15,7	4,3	6,3	41	37
		125	4,4	3,7	3,4	75	92
22	Формация редкометальных лейкогранитов (PR <sub>2</sub> )	147	39,2	2,5	14,9	38	41
23	Формация трещинных интрузий (перидотиты, диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириды) (PR <sub>2-3</sub> )	75	4,0	4,7	2,8	58	63
	<b>В целом по породам фундамента</b>	8868	17,2	6,3	11,9	66	56

Докембрийский щелочной магматизм начального этапа платформенного развития УЩ включает щелочную ультраосновную (с карбонатитами), щелочную габброидную (габбро-сиенитовую) и щелочную гранитоидную формации. К щелочной ультраосновной формации отнесены черниговский (Приазовский блок), проскуровский и городницкий (Подольский мегаблок) комплексы. Для неё характерны породы якупирангит – мельтейгит – ийолитовой серии, нефелиновые и щелочные сиениты. Образования этой формации вмещают Новополтавское фосфорно-редкометально-редкоземельное с торием и Петрово-Гнутовское торий-редкоземельное месторождения в Приазовьи. Габбро-сиенитовая формация слагает интрузии южно-кальчикского и октябрьского комплексов в восточной части Приазовского мегаблока и Малотерсянскую интрузию в крайней северо-западной части Орехово-Павлоградской шовной зоны, Маловисковский массив и ряд малых интрузивных тел в северной части Ингульского и Ястребецкий массив в северо-западной части Волинского мегаблоков. Образования южно-кальчикского комплекса вмещают редкометально-редкоземельное с торием Азовское месторождение и ряд рудопроявлений октябрьского – редкометального с торием Мазуровское и редкоземельное с торием Анадольское месторождения и ряд рудопроявлений. Формация щелочных и субщелочных гранитов или редкометальных лейкогранитов слагает небольшие интрузии каменномогильского комплекса в восточной части Приазовского, Русскополянскую интрузию в северной части Ингульского и пержанский комплекс в северной части Волинского мегаблоков. Образования этой формации характеризуются повышенным содержанием тория.

Параметры ториевой минерализации в породах фундамента УЩ на формационном уровне рассчитаны на основании данных, приведенных в работе [27], как средние значения,

взвешенные на количество проб по породам определенной формации (табл. 2). В соответствие с разработанным в КП «Кировгеология» методическим пособием по радиогеохимическому картированию пород фундамента УЩ, верхний предел фоновых значений содержаний урана и тория определяется по формуле  $x_{\phi} = \bar{x} + 1,3s$ , а аномальное значение по формуле  $x_{ан.} = \bar{x} + 3s$ , где  $x_{\phi}$  – верхний предел фоновых значений для совокупности пород,  $x_{ан.}$  – аномальное значение,  $\bar{x}$  – среднее значение,  $s$  – стандартное отклонение содержания. Таким образом, верхний предел фонового значения содержания тория в породах фундамента  $x_{\phi} = 17,2 + 15,5 = 32,7 \cdot 10^{-4}\%$ , аномальное значение –  $x_{ан.} = 17,2 + 35,7 = 52,9 \cdot 10^{-4}\%$ . Породы с содержанием тория ниже  $17,2 \cdot 10^{-4}\%$  можно отнести к классу слабо ториеносных, с содержанием в диапазоне  $17,2 - 32,7 \cdot 10^{-4}\%$  – к классу ториеносных и с содержанием выше  $32,7 \cdot 10^{-4}\%$  – к классу геохимически специализированных на торий. Аномально высокие содержания тория отмечены лишь в породах Пержанской зоны и гранитах Токовского массива (Табл. 3). В Пержанской зоне непредставительная выборка (12 определений) относится к сиенитам Ястребецкой интрузии габбро-сиенитов, внедрившейся в гранитоиды пержанского комплекса. В гранитах Токовского массива коэффициент вариации содержаний тория находится на уровне 40%, что свидетельствует о довольно равномерном распределении его в породе, не характерном для металлогенически специализированных образований. К тому же рудопроявления тория в северной приразломной части массива имеют герцинский возраст. Таким образом, нет оснований судить о возможной металлогенической специализации на торий не только метаморфитов, но и гранитоидов УЩ, даже поздних интрузий щелочной гранитной формации – редкометальных лейкогранитов.

В приведенной выше работе очень слабо охарактеризовано содержание тория в породах габбро-сиенитовой и совсем не охарактеризовано в породах щелочной ультраосновной формаций. Вместе с тем, отмеченное выше значительное количество генетически связанных с интрузиями габбро-сиенитовой формации торийсодержащих месторождений редких и редкоземельных элементов и отрывочные данные по Ястребецкой интрузии позволяют отнести образования этой формации и связанные с нею метасоматиты к металлогенически специализированным на торий. В образованиях ультраосновной щелочной формации в пределах УЩ пока не зафиксированы значительные концентрации тория. На изученном Новополтавском месторождении гетчеттолит и пироксеноид практически не содержат тория, даже в монаците его содержание низкое. Лишь в жильных карбонатитах, контролируемых Кальмиусским разломом (Восточное Приазовье), выявлено небольшое Петрово-Гнутовское месторождение и несколько проявлений минерализации.

Ториеносными и геохимически специализированными на торий являются гранитоиды калиевого ряда (табл. 3).

К формации плагиклаз-микроклиновых гранитов, субстратом для которых были образования диабазо-спилитовой и кератофиро-сланцевой формации архея, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, в пределах Белоцерковского мегаблока отнесены ториеносные граниты Богуславского и мигматиты Уманского массивов.

Гранити Уманського масива геохімічно спеціалізовані на торій. Здебільше розташований гайсинський геохімічно спеціалізований на торій комплекс і торієносні мигматити к заходу від г. Білої Церкви.

На території Дніпровського мегаблоку до цієї формації віднесені торієносні мигматити верхнього р. Базавлука і району с. Новогурьєвки, а також геохімічно спеціалізовані на торій граніти Токовського масиву. Всі ці утворення за умовами формування належать до регресивного типу.

**Таблиця 3.** Розміщення торієносних і геохімічно спеціалізованих на торій порід в фундаменті Українського щита \*

Формационная принадлежность и типы пород	Кол-во определений	Содерж. Th $\cdot 10^{-4}\%$	Отношение Th/U
<b>Волынский мегаблок</b>			
Формация редкометальных лейкогранитов, апограниты) пержанского комплекса •	128	38,2	2,3
Формация габбро-сиенитовая, сиениты Ястребецкого массива •	12	66,0	3,7
Формация габбро-диорит-гранитная (осницкий комплекс), граниты Устиновского массива	18	17,1	2,3
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат терригенный палеопротерозойский:			
а) граниты порфиробластические:			
Красногорский массив •	54	43,6	8,4
б) граниты среднезернистые:			
Киянский массив	20	30,8	5,3
Красногорский массив •	76	37,5	7,2
Гулинский массив	41	21,0	1,7
Курчицкий массив	11	28,0	6,1
Сербовский массив •	56	39,1	7,1
в) мигматиты порфиробластические:			
район с. Трояны	21	19,4	13,5
район к югу от г. Новоград-Волынского	29	17,4	5,1
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат неясен, граниты порфиробластические:			
район г. Новоград-Волынского	22	22,0	4,7
Барашевский массив	27	17,0	4,5
<b>Подольский мегаблок</b>			
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат – офиолитовая и карбонатно-песчано-глинистая формация архея, бердичевский комплекс, мигматиты района г. Бердичева	79	19,8	19,8
<b>Белоцерковский мегаблок и Голованевская шовная зона</b>			
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат терригенный палеопротерозойский:			
а) граниты порфиробластические:			
Уманский массив •	619	42,0	7,1
Богуславский массив	99	21,2	4,3
б) мигматиты порфиробластические:			
район г. Звенигородки	26	18,3	8,3
район к западу от г. Білої Церкви	40	24,0	7,5
экзоконтакты Уманського масиву	21	27,3	9,7
район г. Гайсина •	6	36,3	19,1

Формационная принадлежность и типы пород	Кол-во определений	Содерж. Th $\cdot 10^{-4}\%$	Отношение Th/U
<b>Ингульский мегаблок и Ингулецко-Криворожская шовная зона</b>			
Формация микроклиновых гранитов аплит-пегматоидных			
Боковьянский массив	27	22,0	8,5
район с. Аджамки и с. Субботцев	28	19,8	6,8
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат терригенный палеопротерозойский:			
а) граниты порфиробластические	24	40,9	17,0
Бобринецкий массив ●	134	29,5	6,7
Кировоградский массив	48	31,2	9,7
Вознесенский массив			
б) граниты среднезернистые	24	19,9	4,0
район г. Знаменки			
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат – офиолитовая и карбонатно-песчано-глинистая формации архея:			
а) граниты порфиробластические:	28	32,1	8,7
Боковьянский массив ●	26	18,0	7,8
Верблюжский массив	49	30,0	10,3
Чигиринский массив	167	22,4	11,8
Новоукраинский массив			
б) монцитоны Новоукраинского и Боковьянского массивов	39	17,0	13,5
в) мигматиты порфиробластические Боковьянского массива	16	17,6	9,8
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат неясен, мигматиты			
район с. Новгородка	14	20,4	5,2
район с. Михайловка	22	19,0	5,4
район с. Христофоровка	22	18,4	3,4
<b>Днепровский мегаблок</b>			
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат – диабазо-спилитовая и кератофиросланцевая формации архея, граниты порфиробластические			
Токовский массив ●	129	75,0	8,0
Мокромосковский массив		20,8	6,7
верховья р. Базавлук	16	24,0	6,8
район с. Новогурьевка	38	20,8	6,7
<b>Приазовский мегаблок и Орехово-Павлоградская шовная зона</b>			
Формация редкометальных лейкогранитов, апограниты каменноугольного комплекса ●	19	46,0	3,7
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат – диабазо-спилитовая и кератофиросланцевая формации архея, граниты порфиробластические Анадольского массива		28,7	11,5
Формация плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстрат неясен, мигматиты Лозоватского антиклинария	33	18,7	14,4

\* **Примечание:** породы, геохимически специализированные на торий, обозначены знаком ●

К формации плагиоклаз-микроклиновых гранитов, нерасчлененных по субстрату, относятся ториеносные граниты Барашевского массива и района г. Новоград-Волынского, пегматоидные граниты района г. Житомира и рапаквивиподобные граниты Устиновского массива в пределах Волынского мегаблока. Ториеносными также являются мигматиты района с.с. Новгородка, Михайловка и Христофоровка в Ингулецко-Криворожской шовной зоне, Лозоватского антиклинория в западной части Призаовского мегаблока, а также пегматоидные граниты Боковьянского массива и района с. Субботцев на территории Ингульского мегаблока.

К формации плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстратом для которых явились образования офиолитовой и карбонат-песчано-глинистой формации архея, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, на территории Подольского мегаблока отнесены ториеносные мигматиты района г. Бердичева. А в пределах Ингульского мегаблока – ториеносные гранитоиды Верблюжского, Чигиринского и Новоукраинского массивов, а также геохимически специализированные на торий гранитоиды Боковьянского массива. Мигматиты района г. Бердичева принадлежат одноименному ремобилизованному комплексу, а все образования на территории Ингульского мегаблока – интрузивным чарнокитоидам новоукраинского комплекса.

К формации плагиоклаз-микроклиновых гранитов, субстратом для которых были терригенные толщи палеопротерозоя, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, в пределах Волынского мегаблока отнесены ториеносные граниты Кишинского, Гулинского и Курчицкого небольших массивов, мигматиты районов г. Новоград-Волынского и с. Троянов, а также геохимически специализированные на торий граниты Красногорского и Сербовского массивов. Они возникли в процессе прогрессивного гранитообразования в толще гнейсов тетеревской серии. На территории Голованевской шовной зоны ториеносными являются порфиروبластические мигматиты района г. Звенигородки. В пределах Ингульского мегаблока к ториеносным отнесены граниты Вознесенского и Березовского массивов и небольшие тела гранитов района г. Знаменки, а к геохимически специализированным на торий – граниты Бобринецкого массива. Все эти гранитоиды также возникли в процессе прогрессивного гранитообразования в гнейсовой толще ингуло-ингулецкой серии.

Формация редкометальных лейкогранитов, геохимически специализированных на торий, в пределах Волынского мегаблока представлена пержанским, а в пределах Приазовского – каменноугольским комплексами.

В целом на общем радиогеохимическом фоне пород фундамента УЩ выделяются геохимически специализированные на торий образования формации редкометальных лейкогранитов. В меньшей мере это касается массивов интрузивных чарнокитоидов новоукраинского комплекса и автохтонных массивов гайсинского, уманского, токовского регрессивных и житомирского, и кировоградского прогрессивных гранитоидных комплексов. Большей распространенностью и повышенными концентрациями тория характеризуются плагиоклаз-микроклиновые гранитоиды разной формационной принадлежности в пределах Волынского и Ингульского мегаблоков, которые характеризуются более динамичным развитием в платформенный период. Для Приазовского мегаблока в этот период характерно интенсивное развитие щелочного магматизма. В слабо ториеносных гранитоидах торий главным образом входит в состав породообразующих и в меньшей мере – слабо радиоактивных акцессорных минералов (сфена, апатита, циркона). В ториеносных гранитоидах он, кроме того, концентрируется в более высокордиоактивных акцессориях – монаците, ортите, ксенотиме, а в геохимически специализированных на торий к ним добавляются циртолит, торит, бастнезит, рабдофанит (табл. 1).



### Накопление тория в истории формирования Украинского щита

Этот вопрос впервые рассмотрен в работе [7]. Дальнейшее изучение имеющегося материала позволило уточнить и дополнить намеченную схему. Целесообразно выделить палеоархейский (> 3200 млн. лет) период ториенакопления, характеризующийся формированием ранней земной коры преимущественно из основных и ультраосновных пород. В них торий присутствует в рассеянном состоянии в породообразующих минералах. В мезоархейский период (3200-2800 млн. лет) в пределах Днепровского и западной части Приазовского мегаблоков в процессе становления гранит-зеленокаменных структур произошел привнос урана, лантаноидов и тория в земную кору с концентрацией его, кроме породообразующих, и в некоторых радиоактивных акцессорных минералах [28]. Неоархейский период (2800-2600 млн. лет) ознаменовался привносом тория и урана в калиевую фазу архейского гранитообразования, что особенно четко проявилось в пределах Днепровского мегаблока формированием массивов токовского и мокромосковского комплексов. В них торий главным образом накапливался в форме акцессорных циркона, ортита, торита, баснезита. Первый палеопротерозойский период (2600-2400 млн. лет) характерен образованием грубозернистых осадков в депрессиях архейского основания. Торий в них накапливался механическим путем в торийсодержащих акцессорных минералах в результате размыва архейских гранитоидов и гранит-зеленокаменных структур. Впоследствии эти россыпи подверглись метаморфизму и в настоящее время сохранились в базальном слое нижней свиты криворожской серии. Второй палеопротерозойский период (2200-2000 млн. лет) ознаменовался широким развитием на территории щита регионального метаморфизма и продуктов чарнокит-гранитной стадии становления земной коры. Эти процессы были связаны с развитием первой фазы протерозойского мантийного диапиризма, обусловившей ультраметагенную протоактивизацию и формирование протоплатформенных массивов [29]. Торий в гранитоидах и кремний-калиевых метасоматитах продолжал накапливаться в основном в форме акцессорных минералов – монацита, циртолита, ортита, циркона, ксенотима, апатита, в меньшей мере баснезита и рабдофанита. С мантийным диапиризмом связано и внедрение в конце этого периода интрузий щелочной ультраосновной формации в пределах Подольского и Приазовского мегаблоков, в которых торий в основном накапливался в форме карбонатов и ниобатов. Мезопротерозойский период (2000-1700 млн. лет) выделяется внедрением интрузий габбро-сиенитов и редкометальных лейкогранитов в пределах Волынского и Приазовского, в меньшей мере Ингульского мегаблоков, а также плутонов анортозит-рапакивигранитной формации на территории Волынского и Ингульского, меньшей мере Приазовского, мегаблоков в связи с автономной ТТА, обусловленной проявлением второй фазы протерозойского мантийного диапиризма. В гранитоидах торий накапливался, в основном, в монаците, торите, ксенотиме, ортите, циртолите, а в габбро-сиенитах – в бритоците, пирохлоре, бетафите, цирконе, ортите, в меньшей мере в торите, что привело к образованию комплексных редкометально-редкоземельных с торием руд. В этот же период в Ингульском мегаблоке мантийный диапиризм обусловил появление промышленного оруденения урановой формации в приразломных натриевых метасоматитах, ранние высокотемпературные минеральные типы которой вмещают торий. Неопротерозойский период (1300-600 млн. лет) характерен широким развитием на территории щита ториепроявлений гидротермального жильно-штокверкового и метасоматического типов в связи с магматическими и флюидными процессами в земной коре, обусловленными гренвилльской и байкальской ТТА. В байкальское время на западном и юго-западном склонах УЩ в приразломных впадинах фундамента сформировались грубозернистые осадки венда, в которых накопились стойкие в экзогенных условиях монацит и циркон. Фанерозойский период (< 600 млн. лет) достаточно

полно охарактеризован в работе [7]. Как и в предыдущий период, в это время продолжалось образование гидротермальных ториепроявлений в связи с герцинской и киммерийской ТТА. На северо-восточном склоне щита в базальном слое среднего девона сформировалось убогое урановое с торием оруденение спорного (скорее всего гидротермально-осадочного) генезиса. В мезо-кайнозойских осадках чехла, а также в коре выветривания фундамента образовались охарактеризованные выше россыпи.

### Выводы

1. Атомная энергетика XXI века требует мобилизации всех своих ресурсов, в т.ч. и использования тория в качестве топлива. Использование его в ядерном цикле способно не только устранить сложности в обеспечении АЭС сырьём в связи с ограниченностью ресурсов урана, но и решить ряд проблем в самой атомной энергетике: экономической эффективности, ядерной безопасности, сбережения и переработки отработанного топлива и других.

2. Особенности геохимии тория определяют комплексный характер минерализации, а особенности металлогении обуславливают накопление его в эндогенных условиях как при формировании гранитоидных комплексов, так и при развитии щелочного интрузивного магматизма, метасоматоза и гидротермальной деятельности. Эндогенные концентрации тория связаны, прямо или косвенно (через развитие гранитоидного магматизма и флюидизма в земной коре), с процессами, происходящими на подкоровых глубинах.

3. Для докембрия УЩ характерно сингенетическое накопление тория в породах как в породообразующих, так и в акцессорных минералах. По содержанию его метаморфиты и палингенно-анатектические плагиогранитоиды относятся к классу слабо ториеносных образований, где торий преимущественно входит в состав породообразующих минералов и в меньшей мере слабо радиоактивных акцессориев – сфена, апатита, циркона. Заметный рост его содержания отмечается в автохтонных палингенно-метасоматических и аллохтонных плагиоклаз-микроклиновых гранитоидах чарнокит-гранитного этапа формирования земной коры в конце мезоархея и, особенно, в конце палеопротерозоя. Значительная часть их по содержанию тория относится к классам ториеносных и геохимически специализированных на торий. В них он преимущественно сконцентрирован в таких акцессорных минералах как монацит, ортит, ксенотим, циртолит, появляются торит, бастнезит, рабдофанит. В мезопротерозое сингенетическое накопление тория продолжалось в интрузиях геохимически специализированных на него редкометальных лейкогранитов и металлогенически специализированных габбро-сиенитов.

4. В мезопротерозое началось и продолжилось в неопротерозое и фанерозое накопление тория на территории УЩ в форме эпигенетических гидротермальных жильно-штокерковых и метасоматических концентраций в связи с магматическими и флюидными процессами в земной коре, обусловленными разновозрастной ТТА. Местами в палеопротерозойских, вендских и особенно мезо-кайнозойских осадках и корах выветривания пород фундамента щита сформировались незначительные монацитсодержащие россыпи различных типов. Промышленные комплексные концентрации тория следует ожидать в образованиях габбро-сиенитовой формации, а также в продуктах гидротермальных и метасоматических рудообразующих процессов в фундаменте щита.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Кулиш Е.А., Комов И.П., Яценко В.Г. и др. Стратегические минеральные ресурсы Украины для ядерной энергетики. К.: Логос, 2010. – 285 с.
2. Шумилин М.В. Проблема мирового рынка природного урана в обозримой перспективе // Минеральные ресурсы России. – 2007. – №5. – С. 53-56.

3. *Андерхилл Д.Х.* Анализ мирового обеспечения ураном до 2050 года // Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление. Труды международного симпозиума по геологии урана. – Москва. – 2002. – С. 4-7.
4. *Шумилин М.В.* Урановорудные провинции мира и ресурсный потенциал урана: попытка количественного анализа // Отечественная геология. – 2007. – №2. – С. 48-51.
5. *Котова В.М.* Минерально-сырьевая база тория и перспективы её использования в ядерной энергетике России в XXI веке. // Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление. Труды международного симпозиума по геологии урана. – Москва. – 2002. – С. 16-19.
6. *Лепігов Г.Д., Василенко А.П.* Глухівсько-Турбівський рудний вузол. // Мінеральні ресурси України. – 2005. – №2. – С. 13-15.
7. *Анисимов В.А., Кузьмин А.В., Макивчук О.Ф. и др.* Ториеносность докембрийских пород Украинского щита и его склонов // Геологический журнал. – 2007. – №3. – С. 51-58.
8. *Минеева И.Г., Тарханова Г.А.* Поведение урана и тория в послемагматическом процессе комплекса калиевых щелочных пород. // Геология рудных месторождений. 1964. №4. – С. 34-43.
9. *Каплан Г.Е., Успенская Т.А., Чирков И.В.* Торий, его сырьевые ресурсы, химия и технология. Москва. 1960. 224 с.
10. *Сауков А.А.* Геохимия. Москва. Наука. 1966. 381 с.
11. *Семёнов Е.И.* Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантаноидов и актиноидов). Москва. «ГЕОС». 2001. 307 с.
12. *Невский В.А.* Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. Москва. Атомиздат. 1972. 407 с.
13. *Гинзбург А.И.* Источники рудного вещества в эндогенных месторождениях редких элементов. // Геология рудных месторождений. 1975. №4. – С. 44-52.
14. *Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. Ленинград. Недра. 1987. 231 с.
15. Прогнозирование рудопроявлений редких элементов Украинского щита. Донецк. Вебер. 2007. 220 с.
16. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Ленинград. Недра. 1974. 231 с.
17. *Буряк В.А.* Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. Ленинград. Наука. 1970. – С. 258-274.
18. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. Международный геологический конгресс. XXIII сессия, 1968. – С. 238-251.
19. *Овчинников Л.Н.* Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. // Проблемы магматической геологии. Москва. Наука. 1973. – С. 318-329.
20. *Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов. // Геология и геофизика. 2008. №7. – С. 587-604.
21. *Барсуков В.А., Дмитриев Л.В.* О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. // Геология рудных месторождений. 1975. №4. – С. 17-19.
22. *Смыслов А.А.* Торий в минеральном веществе континентальной земной коры. Сборник научных трудов «Процессы концентрирования тория в земной коре». Москва. 1987. – С. 4-8.
23. *Лебедева Л.И., Илупин И.П.* Торий в кимберлитах Сибирской платформы. Сборник научных трудов «Процессы концентрирования тория в земной коре». Москва. 1987. – С. 9-18.
24. *Есипчук К.Е.* Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. Киев. Наукова думка. 1988. 263 с.
25. *Шеремет Е.М.* Происхождение гранитоидов областей тектоно-магматической активизации запада Восточно-Европейской платформы. Известия АН СССР, серия геологическая. 1990. №5 – С. 22-34.
26. *Загнитко В.Н., Кривдик С.Г., Легкова Г.В. и др.* Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита. // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Москва. Наука. 1993. – С. 27-38.
27. *Белевцев Я.Н., Егоров Ю.П., Титов В.К. и др.* Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита. // Геологический журнал. 1975. №4. – С. 96-118.

28. Коваль В.Б. Генетические особенности формирования месторождений урана. Общие положения. // Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Киев. Наукова думка. 1995. – С. 202-208.
29. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев. Наукова думка. 1990. 172 с.

## REFERENCES

1. E. Kulish, I. Komov, V. Yacenko i dr. Strategicheskie mineral'ny'e resursy' Ukrainy' dlya yadernoy e`nergetiki. [Strategic mineral resources of Ukraine for nuclear power] K. : Logos, 2010. - 285 p. K.: Logos, 2010. – 285 s. [in Russian]
2. M. Shumilin Problema mirovogo ry'nka prirodnogo urana v obozrimoy perspektive [The problem of the world market of natural uranium in the nearest future] // Mineral'ny'e resursy' Rossii. – 2007. – №5. – S. 53-56. [in Russian]
3. D. Anderhill Analiz mirovogo obespecheniya uranom do 2050 goda // Uran na rubeje vekov: prirodny'e resursy, proizvodstvo, potreblenie. Trudy mejdunarodnogo simpoziuma po geologii urana. [Analysis of the world uranium provision to 2050] – Moskva. – 2002. – S. 4-7. [in Russian]
4. M. Shumilin Uranovorudny'e provincii mira i resursny'y potencial urana: popy'tka kolichestvennogo analiza [The world's uranium ore provinces and resource potential of uranium: an attempt for quantitative analysis] // Otechestvennaya geologiya. – 2007. – №2. – S. 48-51. [in Russian]
5. V. Kotova Mineral'no-sy'r'evaya baza toriya i perspektivy' ee' ispol'zovaniya v yadernoy energetike Rossii v XXI veke. [Mineral resources base of thorium and prospects for its use in the nuclear power industry of Russia in the XXIst century] // Uran na rubeje vekov: prirodny'e resursy', proizvodstvo, potreblenie. Trudy' mejdunarodnogo simpoziuma po geologii urana. – Moskva. – 2002. – S. 16-19. [in Russian]
6. G. Lepigov, A. Vasilenko Gluhi'vs'ko-Turbi'vs'kiy rudnyy vuzol. // Mi'nera l'ni' resursi Ukraїni. – 2005. – №2. – S. 13-15. [in Ukrainian]
7. V. Anisimov, A. Kuz'min, O. Makivchuk i dr. Torienosnost' dokembriyskih porod Ukrainskogo sch'ita i ego sklonov [Thorium-bearing of Precambrian rocks of the Ukrainian Shield and its slopes] // Geologicheskij jurnal. – 2007. – №3. – S. 51-58. [in Russian]
8. I. Mineeva, G. Tarhanova Povedenie urana i toriya v poslemagmaticheskom processe kompleksa kalievyy'h sch'elochny'h porod. [The behavior of uranium and thorium in the post-magmatic process of potassic alkaline rocks complex.] // Geologiya rudny'h mestorojdeniy. 1964. №4. – S. 34-43. [in Russian]
9. G. Kaplan, T. Uspenskaya, I. Chirkov Toriy, ego sy'r'evy'e resursy', himiya i tehnologiya. [Thorium and its raw materials, chemistry and technology.] Moskva. 1960. 224 s. [in Russian]
10. A. Saukov Geohimiya. [Geochemistry] Moskva. Nauka. 1966. 381 s. [in Russian]
11. E. Seme'nov Orudnenie i mineralizaciya redkih zemel', toriya i urana (lantanoidov i aktinoidov) [The ore deposits and mineralization of rare earth elements, thorium and uranium (lanthanides and actinides)]. Moskva. «GEOS». 2001. 307 s. [in Russian]
12. V. Nevskiy Geologiya postmagmaticheskikh torievo-redkometal'ny'h mestorojdeniy. [Geology of postmagmatic thorium-rare-metal deposits] Moskva. Atomizdat. 1972. 407 s. [in Russian]
13. A. Ginzburg Istochniki rudnogo vesh'estva v e`ndogenny'h mestorojdeniyah redkih e`lementov. [Ore sources in the endogenous deposits of rare elements.] // Geologiya rudny'h mestorojdeniy. 1975. №4. - S. 44-52. [in Russian]
14. A. Sch'eglov Osnovny'e problemy' sovremennoy metallogenii. Voprosy' teorii i praktiki. [The main problems of the modern metallogeny. Theory and practice.] Leningrad. Nedra. 1987. 231 s. [in Russian]
15. Prognozirovanie rudoproyavleniy redkih e`lementov Ukrainskogo sch'ita. [Prognosis of occurrences of rare elements in the Ukrainian Shield] Doneck. Veber. 2007. 220 s. [in Russian]

16. A. *Smy'slov* Uran i toriy v zemnoy kore.[Uranium and thorium in the earth's crust] Leningrad. Nedra. 1974. 231 s. [*in Russian*]
17. V. *Buryak* Nekotory'e osobennosti metamorfogennogo rudoobrazovaniya. [Some features of metamorphic ore mineralization] Leningrad. Nauka. 1970. – S. 258-274. [*in Russian*]
18. D. *Korjinskiy* Transmagmaticheskie potoki rastvorov podkorovogo proishojdeniya i ih rol' v magmatizme i metamorfizme. [Transmagmatic flows of solution of subcrustal origin and their role in magmatism and metamorphism.] Mejdunarodny'y geologicheskij kongress. XXIII sessiya, 1968. – S. 238-251. [*in Russian*]
19. L. *Ovchinnikov* Intratelluricheskie rastvory', magmatizm i rudoobrazovanie. [Intratelluric solutions, magmatism and ore formation.] // Problemy' magmaticheskoy geologii. Moskva. Nauka. 1973. – S. 318-329. [*in Russian*]
20. N. *Dobrecov* Geologicheskie sledstviya termohimicheskoy modeli plyumov. [Geological sequents of thermochemical plume model] // Geologiya i geofizika. 2008. №7. – S. 587-604. [*in Russian*]
21. V. *Barsukov*, L. *Dmitriev* O roli mantiyny'h istochnikov rudnogo veshchestva v formirovanii i razmeshchenii nekotory'h mestorojdeniy polezny'h iskopaemy'h. [On the role of mantle sources of ore matter in the formation and placement of some mineral deposits] // Geologiya rudny'h mestorojdeniy. 1975. №4. – S. 17-19. [*in Russian*]
22. A. *Smy'slov* Toriy v mineral'nom veshchestve kontinental'noy zemnoy kory' [Thorium in mineral substance of the continental crust]. Sbornik nauchny'h trudov «Processy' koncentrirovaniya toriya v zemnoy kore». Moskva. 1987. – S. 4-8. . [*in Russian*]
23. L. *Lebedeva*, I. *Ilupin* Toriy v kimberlitah Sibirskoy platformy'. [Thorium in kimberlites of the Siberian platform] Sbornik nauchny'h trudov «Processy' koncentrirovaniya toriya v zemnoy kore». Moskva. 1987. – S. 9-18. [*in Russian*]
24. K. *Esipchuk* Petrologo-geohimicheskie osnovy' formacionnogo analiza granitoidov dokembriya. [Petrological and geochemical bases of formation analysis of Precambrian granitoids.] Kiev. Naukova dumka. 1988. 263 s. [*in Russian*]
25. E. *Sheremet* Proishojdenie granitoidov oblastey tektono-magmaticheskoy aktivizacii zapada Vostochno-Evropeyskoy platformy'. [Origin of granitoid areas of tectonomagmatic activization of the East of European platform.] Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya. 1990. №5 – S. 22-34. [*in Russian*]
26. V. *Zagnitko*, S. *Krivdik*, G. *Legkova i dr.* Geohronologiya, petrologiya i rudonosnost' sch'elochny'h massivov Ukrainskogo sch'ita. [Geochronology, petrology and ore-bearing alkaline massifs of the Ukrainian shield.] // Izotopnoe datirovanie endogenny'h rudny'h formaciy. Moskva. Nauka. 1993. – S. 27-38. [*in Russian*]
27. Ya. *Belevcev*, Yu. *Egorov*, V. *Titov i dr.* Srednie sodержaniya urana i toriya v glavneyshih tipah gorny'h porod Ukrainskogo sch'ita. [The average content of uranium and thorium in the most important types of rocks of the Ukrainian shield] // Geologicheskij jurnal. 1975. №4. – S. 96-118. [*in Russian*]
28. V. *Koval'* Geneticheskie osobennosti formirovaniya mestorojdeniy urana. Obsch'ie položeniya. [Genetic features of uranium deposits formation. General statements.] // Geneticheskie tipy' i zakonomernosti razmeshcheniya uranovy'h mestorojdeniy Ukrainy'. Kiev. Naukova dumka. 1995. – S. 202-208. [*in Russian*]
29. Yu. *Oroveckiy* Mantiyny'y diapirizm. [Mantle diapirism] Kiev. Naukova dumka. 1990. 172 s. [*in Russian*]

## РОЗПОДІЛ ТОРІЮ В КРИСТАЛІЧНИХ ПОРОДАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Кузьмін А.В., Ярошук М.О.

А.В. Кузьмін ст. н.с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

М.А. Ярошук д. г.-м.н. пр. н.с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

*Стан мінерально-сировинної бази урану і низка проблем в атомній енергетиці обумовлюють необхідність використання торію в якості палива на АЕС. Коротко охарактеризовані стан вивченості на торій території України, особливості його геохімії і металогенії. Наведені дані з торієносності порід фундаменту Українського щита і історії накопичення в них торію. Надано параметри торієвої мінералізації в породах основних геологічних формацій Українського щита (середній вміст торію, середнє Th/U відношення, коефіцієнти варіації вмістів торію та урану). Показано розміщення торієносних і геохімічно спеціалізованих на торій кристалічних порід у мегаблоках і міжблокових шовних зонах Українського щита. Зроблено висновок, що основні перспективи створення мінерально-сировинної бази цього металу слід пов'язувати з розвитком лужного інтрузивного магматизму, метасоматозу і гідротермальної діяльності в породах фундаменту щита.*

**Ключові слова:** розподіл торію, кристалічні породи, торієносні формації, атомна енергетика, періоди накопичення, геохімія торію.

## DISTRIBUTION OF THORIUM IN THE CRYSTALLINE ROCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD

A. Kuz'min, M. Yaroshchuk

A. Kuz'min, senior research scientist SI "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine"

M. Yaroshchuk, Dr. Sci. in Geology and Mineralogy, leading researcher SI "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine"

*The state of the mineral resource base of uranium and a number of problems in nuclear power approves the necessity to use Thorium as a fuel for nuclear power plants. The paper briefly describes the state of knowledge about thorium in Ukraine, especially its geochemistry and metallogeny. The data on thorium-bearing of Ukrainian shield basement rocks is given. Also is given the history of thorium accumulation in the rocks. The parameters of thorium mineralization in rocks of basic geological formations of the Ukrainian Shield (mean thorium content, mean Th/U ratio, coefficients of variation of thorium and uranium contents) are shown. The places of locations of thorium-bearing and geochemically specialized formations on thorium in crystalline rock, in mega blocks and inter block suture zones of the Ukrainian Shield are described. It is concluded that the main prospects for the creation of the mineral resource base of the metal should be associated with the development of an alkaline intrusive magmatism, metasomatoses and hydrothermal activity in the foundation board of the Shield.*

**Keywords:** distribution of thorium, crystalline rocks, thorium-bearing, nuclear power, the accumulation period, thorium geochemistry.

УДК 551.72: 552.512 (477.63)

## СТРАТИГРАФІЧНІ РІВНІ ТА ЛІТОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ МЕТАКОНГЛОМЕРАТІВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ

**Покалюк В.В.** канд. геол.-мін. наук, ст.н.с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», pvskan@ukr.net

*В статті наведено відомості про літолого-генетичні типи метаконгломератів, що залягають на різних стратиграфічних рівнях палеопротерозойського розрізу Криворізького синклінорія. Метаконгломерати належать до різних літолого-генетичних типів (пролювіально-делювіального, алювіального, прибіжно-уламкового), характеризуються індивідуальністю літолого-петрографічних ознак, що відображають тектонічну і палеогеографічну специфіку седиментації і можуть виступати в якості достатньо надійних корелятивних типів порід. Охарактеризовано специфіку метаконгломератів кожного стратиграфічного рівня за речовинними, літолого-фаціальними, формаційними, металогеїнічними критеріями.*

**Ключові слова:** докембрій, палеопротерозой, метаконгломерати, метасефіти, Криворізький басейн, Український щит.

### Вступ

Геологічний розріз Криворізького синклінорія виділяється серед розрізів подібних докембрійських структур Українського щита присутністю потужних товщ древніх метаконгломератів, які розташовуються майже на усіх стратиграфічних рівнях палеопротерозойського розрізу у складі різних світ і горизонтів (рис.1). В архейських стратифікованих комплексах синклінорія метаконгломерати не встановлені. Враховуючи стратотиповий характер криворізького розрізу, низький метаморфізм і великі потужності розвинених тут метаконгломератів, останні є еталонними в літологічному відношенні в цілому для палеопротерозою Українського щита.

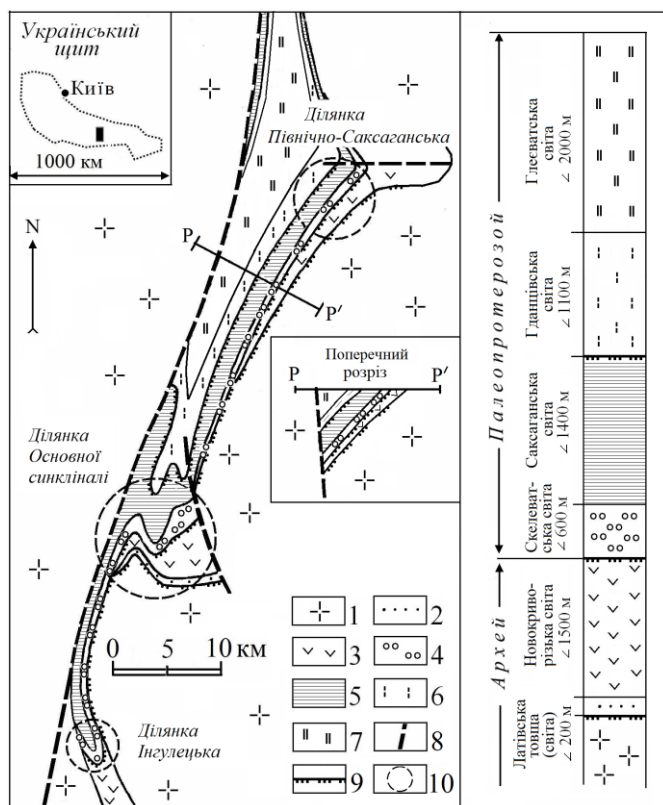
Відомі три головних стратиграфічних рівня поширення метаконгломератів, відповідно найменуванню світ (знизу вгору): скелеватський (у нижній частині світи), гданцівський (у нижній частині світи) і глєсватський (рис. 1). Є вказівки на присутність поодиноких малопотужних шарів (до 1–2 м) седиментаційних метаконгло-брекчій всередині залізорудної саксаганської світи, що складаються з необкатаних і напівобкатаних літотитових уламків залістистих кварцитів і метапелітових сланців [1]. Зазначені три основних стратиграфічних рівня конгломератонакопичення у Криворізькому басейні цілком можна назвати страто- і літотиповими, оскільки вони характеризуються винятковою індивідуальністю літолого-петрографічних ознак метаконгломератів. Ця індивідуальність є важливим корелятивним критерієм при зіставленнях з іншими, нерідко більш метаморфізованими метаконгломератами в межах Українського щита.

Мета статті – виконати літолого-генетичне зіставлення метаконгломератів різних стратиграфічних рівнів палеопротерозою Криворізького синклінорія, показати їх риси подібності та відмінності за літологічними, петрографічними, генетичними і металогеїнічними ознаками.

### Метаконгломерати скелеватської світи

Найдавніші метаморфізовані конгломерати на Українському щиті (УЩ) пов'язані з базальною частиною палеопротерозою Криворізького залізорудного басейну, а саме, – з метатеригенними відкладами скелеватської світи криворізької серії (рис.1, 2).





**Рис. 1.** Схема геологічної будови Криворізького залізорудного басейну і стратиграфічна колонка докембрійських стратифікованих комплексів

1 – плагіогранітоїди архейського фундаменту; 2–3 – мезо-неоархейські супракрустальні комплекси: 2 – латівська товща (світа) – метаравеліти, метапісковики; 3 – новокриворізька світа – метавулканіти базитового і андезито-базитового складу, рідкісні прошарки метапісковиків і вулканотеригенних сланців; 4–7 – палеопротерозойські супракрустальні комплекси; 4 – скелеватська світа – метаконгломерати, метаравеліти, метапісковики, метаалевропеліти, у верхівках прошарки ультраосновних метавулканітів; 5 – саксаганська залізорудна світа – залізісті кварцити, залізісті сланці, джеспіліти; 6 – гданівська світа – метаконгломерати, метапісковики, вуглісті сланці, метадоломіти, залізісті кварцити; 7 – глесватська світа – метаконгломерати, метапісковики,

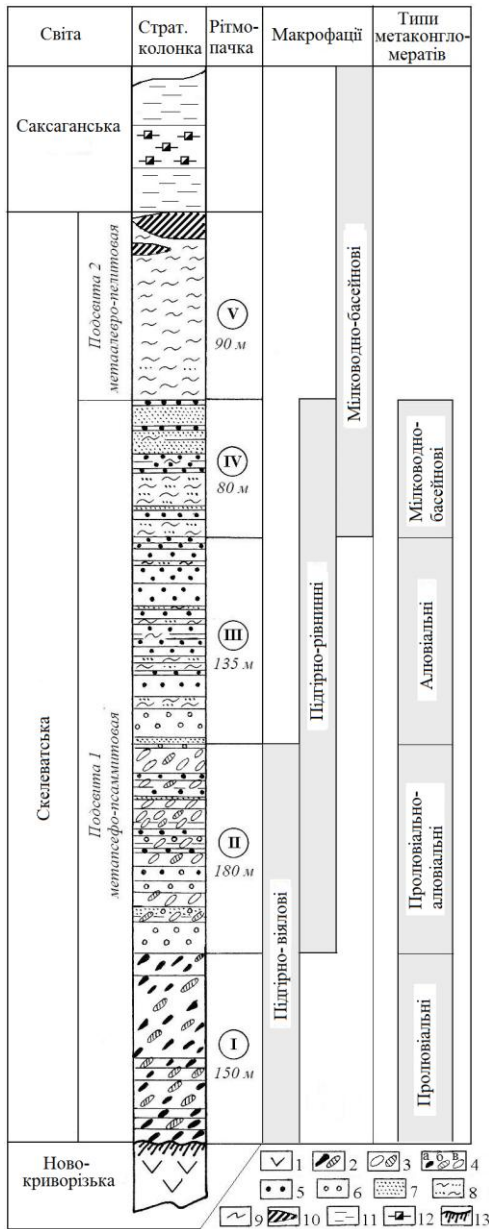
метаалевроліти, рідкісні прошарки мета доломітів; 8 – розломні зони; 9 – стратиграфічні неузгодження з фрагментами залишкових метаморфізованих кор вивітрювання; 10 – ділянки поширення метаконгломератів скелеватської світи.

**Геолого-структурна і стратиграфічна позиція.** Скелеватська світа криворізької серії являє собою базальний теригенний комплекс палеопротерозою, що регіонально простежується на 200 км у межах Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони Українського щита і передує потужному хомогенному залізнакопиченню у Криворізькому палеопротерозойському басейні. Передскелеватська перерва, яка супроводжується значною пенепленізацією і формуванням зрілої сіалітної кори вивітрювання, фіксує найважливіший рубіж докембрійської історії південно-західної частини східноєвропейського сегменту земної кори. З цією перервою зазвичай пов'язують границю між археєм і протерозеєм на Українському щиті і Воронезькому кристалічному масиві.

Скелеватська світа в межах більшої площі свого поширення має потужність 60–300 м і складена головним чином метапсамітовими породами, що змінюються у верхній частині розрізу метаалевропелітами. Метаконгломерати розвинені локально головним чином у низах розрізу і розташовуються в межах ділянок підвищених до 400–600 м потужностей теригенних відкладів світи, які, в свою чергу, контролюються неширокими (до 10–15 км) мульдоподібними конседиментаційними прогинами. В осьових частинах цих прогинів нерідко фіксуються міні-грабени шириною до 4 км, в яких потужність метаконгломератів максимальна. В межах Криворізької синкліноної структури метаконгломерати скелеватської світи поширені на трьох ділянках: Інгулецькій, Основній синкліналі, Північно-Саксаганській (рис. 1).

Головною з них є ділянка Основної синкліналі, де сумарна потужність шарів метаконгломератів сягає 200 м при загальній потужності світи 500–600 м. Розріз світи на цій ділянці характеризується найбільшою повнотою і може виступати в якості стратотипового (рис. 2). Тут же, на лівому березі р. Інгулець, розташоване унікальне, що отримало статус

геологічної пам'ятки [2], відслонення метаконгломератів скелеватської світи. Повний розріз світи на цій ділянці складається з п'яти пачок перешарування [3] (рис. 2), які послідовно і закономірно змінюють одна одну знизу вгору по розрізу: I – вулканоміткових поліміткових метаконгломератів, метаконгломерато-брекчій і вулcano-теригенних піскуватих сланців; II – олігоміткових метаконгломератів, метапісковиків і метагравелітів; III – метагравелітів і метапісковиків, що містять калішпат, з прошарками олігоміткових метаконгломератів; IV – метапісковиків і метаалевролітів, що містять калішпат; V – метаалевропелітів з прошарками метадоломітів і метакоматітів.



**Рис. 2.** Розріз скелеватської світи криворізької серії (ділянка Основної синкліналі, зведений розріз по св. №№ 17955, 17960, 20738, 20831) з розташуванням метаконгломератів різних генетичних типів (за [3] з доповненнями).

1 – метавулканіти базитового і андезито-базитового складу; 2 – метаконгломерати і метаконгломерато-брекчії поліміткові вулканоміткові з прошарками метапісковиків і сланців; 3 – метаконгломерати олігоміткові з прошарками метагравелітів і метапісковиків; 4 – гальки: (а) сланців вулканогеного походження, (б) кварцитів, (в) кварцу; 5 – метагравеліти; 6 – середньо-крупнозернисті метапісковики; 7 – дрібно-середньозернисті метапісковики; 8 – метаалевроліти і дрібно-середньозернисті метапісковики; 12 – залізисті кварцити силікат-магнетитові; 13 – стратиграфічне неузгодження.

**Проблема походження.** Незважаючи на довгу історію геологічного вивчення метаконгломератів скелеватської світи криворізької серії, їхній генезис залишається дискусійним. Більшість дослідників відносять дані грубоуламкові відклади до наземних поточкових утворень (пролювіально-алювіальних і алювіальних) [3–8]. При цьому не виключається їх відкладення і переробка в прибережних умовах у місцях впадання пролювіально-алювіальних конусів виносу в морський басейн [5], тобто, частина метаконгломератів може мати хвильовий (пляжовий) або підводно-дельтовий [7] генезис. Окремі різновиди метаконгломератів, а саме, вулканоміткові поліміткові метаконгломерати і метаконгломерато-брекчії, деякі дослідники відносять до підводно-обвальних утворень [7, 9, 10], інші вважають їх наземними пролювіальними утвореннями [3]. За структурно-стратиграфічною

позицією і генетичними ознаками метаконгломерати скелеватської світи відносять як до базальних утворень [3, 11, 12], так і до внутрішньоформаційних [7, 9]. Крім різних уявлень про осадове походження грубоуламкових порід скелеватської світи існує також гіпотеза про їх експлозивний флюїдизатний генезис [13].

За даними автора [3] в розрізі світи реконструюється послідовна закономірна зміна макрофацій, яка виражається наступною схемою, знизу вгору: наземні підгірно-віялові → наземні підгірно-рівнинні → мілководно-басейнові (озерно-лагунні).

Скелеватська світа являє собою класичний приклад трансгресивного ряду теригенних асоціацій, починається з базальних грубоуламкових наземних відкладень і завершується тонкоуламковими мілководно-басейновими осадами. Метаконгломерати у зазначеному вертикальному фаціальному ряду світи приурочені головним чином до нижньої, істотно пролювіальної і пролювіально-алювіальної частини розрізу (пачки I і II), де їхня частка сягає місцями 70%. Набагато менше метаконгломератів (до 10%) серед типово алювіальних, істотно гравеліт-піщаних відкладень пачки III. I, нарешті, серед фацій, перехідних до мілководно-басейнових (пачка IV) частка прошарків метаконгломератів становить не більше ніж 1%. Таким чином, метаконгломерати скелеватської світи у своїй основній масі є пролювіальними та алювіальними. Значна, на думку ряду дослідників [7, 10], роль прибережно-басейнових або підводно-дельтових метаконгломератів, імовірно, перебільшена.

**Літолого-петрографічні і фаціально-генетичні типи.** У зазначеному вертикальному фаціальному ряді відкладень скелеватської світи шари метаконгломератів зазнають спрямованих змін складу і структури, що дозволяє визначити серед них кілька літолого-петрографічних і фаціально-генетичних типів, що займають певне стратиграфічне положення у відповідності із загальною мінливістю породних парагенезисів світи знизу вгору по розрізу. Можна виділити три головних типи метаконгломератів скелеватської світи, які пов'язані між собою поступовими переходами і мають проміжні різновиди: 1 – вулканоміктові поліміктові пролювіальні метаконгломерати і метаконгломерато-брекчії; 2 – олігоміктові пролювіально-алювіальні метаконгломерати; 3 – олігоміктові алювіальні метаконгломерати. Крім цих трьох головних літолого-петрографічних і фаціально-генетичних типів присутні ще два, які, однак, розвинені вкрай незначно – олігоміктові мілководно-басейнові метаконгломерати і літитові мілководно-басейнові метаконгломерато-брекчії внутрішньоформаційних розмивів. Зазначені п'ять типів метаконгломератів закономірно змінюють один одного знизу вгору по розрізу, згідно палеофаціальної обстановці, яка послідовно змінюється в ході осадконакопичення.

Вулканоміктові поліміктові пролювіальні метаконгломерати і метаконгломерато-брекчії займають вкрай нижнє, базальне положення в розрізі світи, залягаючи на еродованій нерівній поверхні метабазитів новокриворізької світи архею. У відслоненнях ці відклади не зустрінуті і відомі по свердловинах. Вперше ці метаконгломерати в Кривбасі були описані М.П. Кулешовим [11] на Північно-Саксаганській ділянці Кривбасу та віднесені до базального типу. Пізніше такі ж метаконгломерати були виявлені на ділянці Основної синкліналі. Критерієм віднесення їх до наземних, а не субаквальних фацій є тісний зв'язок і взаємопереходи з грубоуламковим алювієм. Збереження у ряді випадків під ними метаморфізованої кори вивітрювання підстилаючих вулканітів новокриворізької світи вказує на існування континентальних умов безпосередньо перед початком теригенної седиментації.

Поширення цього типу метаконгломератів в межах Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони суворо локальне; вони при'язані до вузьких палеопрогинів (міні-грабенів), в яких потужність відкладень світи максимальна. Ширина ділянок поширення цього типу метаконгломератів не перевищує 2–3 км. Близький склад уламкового матеріалу метаконгломератів і підстилаючих архейських метабазитів новокриворізької світи створює видимість між ними поступового переходу. На цьому засноване уявлення про внутрішньоформаційний характер поліміктових метаконгломератів і їх узгоджене залягання на підстилаючих метабазитах [9, 14]. Однак, наявність у багатьох свердловинах [3, 11] залишкового метаелювію метабазитів під вулканоміктовими поліміктовими метаконгломератами вказує, на думку автора, на базальний характер метаконгломератів і приналежність їх до метатеригенного комплексу скелеватської світи. Про останнє свідчить наявність перехідних різновидів і часткове перешарування з олігоміктовими метаконгломератами, що залягають вище. Про це також додатково свідчать палеофаціальні

поздовжні розрізи відкладень скелеватської світи, які вказують на закономірний зв'язок градієнта потужностей поліміктових метаконгломератів і залягаючих вище відкладень [6]. Відклади характеризуються вкрай поганим сортуванням – гранулометрично контрастним парагенезисом вулканічних метапсефітів і вулкано-теригенних піскуватих сланців з великим вмістом початково глинистої компоненти (сланці є наповнювачем метапсефітів, а також складають самостійні сланцеві шари з рідкісною розсіяною галькою). Шаруватість виражена неявно. Переходи між шарами сланців і метапсефітів поступові, виражаються збільшенням або зменшенням кількості псефітових уламків. Кількість останніх у метаконгломератах і метаконгломерато-брекчіях непостійна: іноді сягає 70%, але, як правило, становить 30–50%.

Потужність шарів вимірюється першими метрами. Уламки представлені, головним чином, метаморфізованими продуктами руйнування і вивітрювання вулканітів базитового складу (різними сланцями хлоритового, кварц-хлоритового, плагіоклаз-кварц-хлоритового, рідше кварц-біотитового, біотит-хлоритового, хлорит-плагіоклазового, хлорит-серіцит-кварцового та інших складів), в яких нерідко встановлюються реліктові структури вулканітів. У менших кількостях присутні уламки хомогенних мікрокварцитів; зрідка відзначаються гальки жильного кварцу. За кількісним співвідношенням уламків розрізняються такі різновиди метапсефітів: 1 – сланцеві; 2 – кварцито-сланцеві; 3 – сланцево-кварцитові. Переходи між зазначеними різновидами поступові. Сланцево-кварцитові метаконгломерати і метаконгломерато-брекчії, в свою чергу, є перехідними до олігоміктових метаконгломератів, що залягають вище по розрізу; вони містять менше вулканітових уламків і більше піщаного і гравійного матеріалу по відношенню до сланцевого у складі наповнювача.

Форма псефітових уламків неправильна, напівкуста, лінзовидна, рідше слабообкатана. Сортування за розмірами не спостерігається. Переважають дрібно-середньоуламкові (1–5 см) різновиди. Наповнювач метаконгломератів і метаконгломерато-брекчій піщано-сланцевий, несортований. Переважає «незрілий» сланцевий матеріал хлорит-кварцового, кварц-хлоритового, плагіоклаз-кварц-хлоритового, плагіоклаз-хлорит-кварцового, біотит-хлорит-кварцового складу, нерідко з амфіболом, карбонатом, великими бластичними виділеннями рожевого гранату і включеннями псамітових і гравійних зерен кварцитів і сланців.

Олігоміктові пролювіально-алювіальні метаконгломерати. Цей тип користується найбільшим розвитком (на ділянці стратотипу він приурочений до пачки II). Стратиграфічно ці метаконгломерати залягають узгоджено (з зоною перешарування і наявністю перехідних різновидів) на поліміктових вулканічних метаконгломератах. Перехід між ними виражається поступовим зменшенням частки початково вулканогенних сланцевих уламків серед галькового матеріалу (до 10 і менше відсотків) і збільшенням частки кварцитових і кварцових уламків (до 95%). В тих ділянках, де поліміктові метаконгломерати відсутні, олігоміктові метаконгломерати незгідно налягають на метавулканіти новокриворізької світи, заповнюючи нерівності її палеорельєфу. Таким чином, олігоміктові метаконгломерати, як і поліміктові, відносяться до базального типу. Вони поширені по латералі більш широко – заповнюють всю ширину (8–15 км) палеодепресій. Досить повно цей тип метаконгломератів представлений у серії відслонень по лівому березі р. Інгулець в районі ділянки Основної синкліналі.

Літологічний склад відкладень характеризується тісним парагенезисом крупнозернистих метапісковиків, метагравелітів і метаконгломератів. Частка метаконгломератів по відношенню до інших порід становить близько половини. Шаруватість виражена чітко, однак, границі між різними верствами нерізкі. Кількість галькового матеріалу – від розсіяних гальок до 70–80%, в середньому 40%. Потужність шарів метаконгломератів коливається від перших десятків сантиметрів до перших метрів;

потужність піщано-гравійних шарів – до 7 м. Сортуння галькового матеріалу за розмірами в цілому погане.

Метаконгломерати за складом уламків відносяться до олігоміктових істотно кварцитових, рідше поліміктових сланцево-кварцитових. Псефітові уламки представлені головним чином хемогенними мікрокварцитами (до 95%), рідше – жильним кварцом і різними сланцями первинно вулканогенного походження. Відомі також поодинокі знахідки гальок плагіогранітоїдів, магнетитових роговиків і метапісковиків [15]. Серед сланцевих уламків домінують метаморфізовані продукти глибокого вивітрювання вулканітів (сланці кварц-серицитові, кварц-біотит-серицитові, кварц-хлорит-серицитові, з фуксітом та ін.), в яких первинні структури вулканітів практично не зберігаються. Відомі поодинокі знахідки гальок фуксітових сланців з реліктами хромітових зерен [16].

Даний тип метаконгломератів характеризується найбільш великими розмірами псефітових уламків – домінують дрібно-середньогалькові різновиди, але на їх фоні часто зустрічаються також пласти середньо-крупногалькових і навіть дрібновалунних метаконгломератів. Форма кварцитових і кварцових гальок в основному еліпсоїдна, слабо сплюснена. Середні співвідношення вісей цих гальок за кількісними вимірами (вибірка 200 гальок) в дрібновалунно-крупногальковому пласті метаконгломератів рівні  $4 \times 6 \times 9$  см. Такі ж пропорції вісей витримуються і в середньогалькових метаконгломератах. Невелика кількість (5%) уламків зелених сланців, маючи розмірність 0.5–4 см, характеризуються розчавленою, сплюсненою формою. Однак і серед них зустрічаються близькі до еліпсоїдних, помірно обкатані уламки. Форма кварцитових і кварцових гальок свідчить про відсутність або дуже незначну міру динамо-метаморфічного змінення їх вихідної форми.

Обмеження по довгій вісі майже завжди закруглені, відсутні «хвости» і розлізання у «тінях тиску». За ступенем обкатаності домінують (40%) гальки II класу (за п'ятибальною шкалою А.В. Хабакова) – помірно обкатані, зі згладженими ребрами, в контурі яких ще виразно помітні прямолінійні відрізки; дещо підлеглим розвитком (33%) користуються гальки I класу – слабо обкатані, які мають лише злегка обкатані кути і ребра; ще меншою мірою, але все ж значною (18%) розвинені гальки III класу – добре обкатані. Класи 0 і IV – необкатані і ідеально обкатані гальки становлять, відповідно, 3 і 5%. Середній коефіцієнт обкатаності ( $K_{ок}$ ) 1 дорівнює 1.88, що вказує в цілому на помірну ступінь обкатаності уламків.

Чітко фіксується різниця в ступені обкатаності уламків різного розміру. Найкращою обкатаністю характеризуються гальки домінуючої розмірності. Наприклад, для пласту дрібновалунно-крупногалькових метаконгломератів найкраще обкатані великі гальки, які переважають кількісно; коефіцієнт обкатаності їх  $K_{ок} = 2.0$ . Дещо гірше обкатані валуни ( $K_{ок} = 1.87$ ). І найменш обкатані гальки середнього і дрібного розміру ( $K_{ок} = 1.7$ ).

Метапісковики і метагравеліти виконують роль наповнювача (матриксу) метаконгломератів, а також утворюють самостійні прошарки. Уламковий матеріал матриксу і прошарків однаковий і відповідає складу галькового матеріалу. Цемент порід – серицитовий, кварц-серицитовий; вміст його коливається від 2 до 30, в основному – 5–10%, тобто, метапісковики і метагравеліти є відносно малослюдистими. Характерною особливістю матриксу є відсутність або дуже незначна кількість уламків калієвих польових шпатів. Останні постійно присутні в залягаючих вище дрібногравійно-піщаних відкладах пачок III і IV в кількості від 2 до 15, у середньому 5%.

Багато пластів метаконгломератів мають добре виражене орієнтування довгих вісей гальок в одному напрямку. Ці вісі витягнуті згідно падіння пластів, складаючи невеликий кут (приблизно  $10^\circ$ – $20^\circ$ ) до шаруватості, на кшталт "черепитчатого" укладання. При

<sup>1</sup> Середній коефіцієнт обкатаності ( $K_{ок}$ ) виводився як середнє арифметичне від балів обкатаності (за п'ятибальною шкалою А.В. Хабакова) усіх гальок у вибірці.

реконструкції вихідного горизонтального залягання пластів падіння довгих вісей гальок становить  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$  на південь-південь-схід (азимут  $160^{\circ}$ ). Спостережуване укладання гальок досить типове для грубоуламкового алювію, в якому гальки укладаються під невеликим кутом назустріч напрямку течії. Оскільки гальки не несуть помітних динамо-метаморфічних перетворень своєї форми, є всі підстави вважати, що дане орієнтування відображає вихідне укладання гальок при їх відкладенні.

Таким чином, встановлюється напрямок знесення грубоуламкового матеріалу – з південь-південь-сходу на північ-північ-захід, що узгоджується із загальною сінформною структурою Кривбасу, обмеженою з півдня і Літологічні ознаки метаконгломератів, особливості їх поширення за простяганням свідчать про належність їх до руслового алювію в межах фаціальних зон з високою енергією рельєфу і активною гідродинамікою – ймовірно, зон підгірних пролювіально-алювіальних шлейфів і частково підгірних алювіальних рівнин. Даний тип метаконгломератів сформований за рахунок розмиву областей зносу, складених, головним чином, осадово-вулканогенними породами зеленокам'яних структур архею.

Олігоміктові алювіальні метаконгломерати залягають вище по розрізу серед типово алювіальних (з піщаними алювіальними косими серіями) піщано-дрібногравійних відкладень пачки III у вигляді поодиноких, добре витриманих шарів невеликої (до 1,5 м) потужності. Протяжність окремих пластів метаконгломератів сягає 3 км. По відношенню до попереднього типу вони відрізняються меншим розміром гальок (дрібногальковим), кращим їх сортуванням, а також підвищеною металоносністю (Au, U). У складі галькових уламків дещо зростає роль кварцових гальок (співвідношення між гальками кварцу та кварцитів стає приблизно рівним); зрідка в матриксі метаконгломератів зустрічаються уламки калієвого польового шпату. Цемент порід кварц-серицитовий (в середньому 5–10%).

Форма домінуючих кварцитових уламків еліпсоїдна, слабкосплюсена. Також добре проявлене орієнтування гальок в одному напрямку, що вказує на алювіальний спосіб відкладення. Формування порід відбувалося у фаціальному поясі алювіальних підгірних рівнин.

Олігоміктові мілководно-басейнові метаконгломерати утворюють рідкісні малопотужні прошарки у верхній частині розрізу скелеватської світи, серед істотно псаміт-алевритових відкладень пачки IV (рис. 2). Мілководно-басейновий генезис цих конгломератів чітко не доведений. Його можна лише припускати на підставі залягання їх серед перехідних і змішаних фацій алювіальних рівнин і рівнинних мілководних басейнів. Від попереднього типу метаконгломератів вони відрізняються меншою потужністю шарів (до 20 см) і розмірністю уламків (не більше 2–3 см, частіше до 1 см), гіршим сортуванням, поєднанням як обкатаних, так і кутастих уламків, відсутністю орієнтованого укладання гальок. Речовинний склад псефітових уламків – той самий; останні представлені кварцитом і кварцом, рідко – калієвим польовим шпатом і сланцями кварц-серицитового складу. У псамітовому матриксі міститься калієвий польовий шпат (~5%).

Вищевказані чотири літолого-петрографічні і генетичні типи метаконгломератів є в певному сенсі «чистими» типами. У реальності вони утворюють поступовий перехідний ряд.

Літитові мілководно-басейнові метаконгломерато-брекчії. Існує ще один дуже мало поширений генетичний тип метаконгломератів – літитові метаконгломерато-брекчії дрібних внутрішньоформаційних розмивів, пов'язані з міграцією берегової лінії мілководного басейну. За способом утворення вони дуже схожі з літитовими метаконгломерато-брекчіями, відомими у Кременчуцькому районі всередині товщі залізисто-кремнисто-силікатних відкладень саксаганської світи [1]. Разом вони належать до єдиного типу, розрізняючись лише складом пелітових і пеліт-колоїдних осадів, що розмивалися. Серед відкладів скелеватської світи цей тип метаконгломератів присутній у складі пачки IV. Потужність шарів метаконгломерато-брекчій дуже незначна – до 10–20 см. Вони являють собою скупчення кутастих, плоских, часто затокоподібної форми уламків темно-сірих графітовміщуючих

сланців гравійної і дрібногалькової розмірності в масі алевро-дрібнопсамітового заповнювача. Кількість уламків не перевищує 30% об'єму порід. Прошарки таких же сланців, але вже в їхній непорушеній стратифікації, залягають в безпосередній близькості до прошарків метаконгломерато-брекчій. Даний тип метаконгломератів несе важливу інформацію про палеогеографічні умови седиментації. Цілком очевидно, що їхнє утворення пов'язано з розмивом частково ущільненого мулистого осаду при періодичному відступі і наступі берегової лінії мілководного басейну з пологим рельєфом дна і навколишньої суші.

**Основні закономірності зміни властивостей метаконгломератів у стратиграфічному розрізі.** Спрямовані зміни літолого-петрографічних ознак і особливостей поширення головних (1–3) типів метаконгломератів зводяться до наступного:

1. Зменшення градієнта потужностей шарів метаконгломератів і, відповідно, збільшення їхньої витриманості вгору по розрізу.

2. Закономірне зменшення відсоткової частки метаконгломератів в пачках і горизонтах вгору по розрізу паралельно зменшенню потужності шарів і розмірності псефітових уламків. Ця загальна спрямованість справедлива для олігоміктових істотно кварцитових метаконгломератів: найбільш крупноуламкові їхні різновиди (дрібновалунні і крупногальчкі), приурочені до пачки II; вище, у складі пачок III і IV вони змінюються дрібногальковими. Вулканіктові метаконгломерати пачки I дещо «вибиваються» з цієї загальної спрямованості – для них властиві, як правило, дрібноуламкові різновиди, що пов'язано, ймовірно, з легкою руйнацією вулканітових уламків при вивітрюванні і перенесенні.

3. Співвідношення між гальками різного петрографічного складу зазнають спрямованих змін знизу вгору по розрізу в бік послідовного зменшення частки уламків, що легко руйнуються (сланцевих, первинно вулканогенних) і, відповідно, збільшення частки стійких до руйнування (кварцитових і кварцових). При цьому склад самих уламків вулканітів змінюється по мірі їхнього дометаморфічного гіпергенного розкладання від малозмінених до інтенсивно змінених. Таким чином, загальна тенденція зміни складу уламків виражається в наступному: (1) зменшенні ступеня поліміктності, (2) зростанні їхньої хімічної та мінералогічної «зрілості» і стійкості до вивітрювання і механічного руйнування. Така ж тенденція характерна і для наповнювача (матриксу) метаконгломератів – зміна мінерального складу слюдистого цементу в піщано-гравійному матриксі виражається загальною схемою: біотит→хлорит→серицит. Зазначені мінерали хоча і не є первинними (дометаморфічними), але вони успадковують загальну зміну хімізму матриксу метаконгломератів в напрямку зменшення залізистості, тобто, вказують на зростання хімічної «зрілості» осадів. Ця тенденція свідчить про поступове віддалення вулканогенного джерела, загальне зниження енергії рельєфу (вирівнювання території), загасання активності тектонічних рухів, уповільнення швидкості седиментації та зростання впливу процесів хімічного вивітрювання на склад уламків.

4. Найбільш високою структурною "зрілістю" (ступенем обкатаності, сортування уламкового матеріалу, "відмитості" від цементу) характеризуються руслові алювіальні крупнопіскуваті і дрібногравійні відкладення пачки III з рідкісними прошарками середньо-дрібногалькових олігоміктових метаконгломератів. Уламки в них напівобкатані, кількість слюдистого цементу в середньому становить 10%. Найменшу структурну "зрілість" мають вулканіктові поліміктові метаконгломерато-брекчії пролювіального генезису (пачка I), які пов'язані з ближнім перевідкладенням матеріалу кори вивітрювання підстилаючих вулканітів і характеризуються вкрай поганим сортуванням (кількість слюдистого цементу 30–70%), кутаство необкатаною, рідше напівобкатаною формою уламків.

#### **Метаконгломерати гданцівської світи**

Другий рівень конгломератонакопичення у Криворізькому протерозойському басейні пов'язаний з базальною частиною гданцівської світи. Гданцівська світа (потужність близько



1000 м) за будовою розрізу, набором складових теригенних і хемогенних формацій дуже схожа зі скелеватсько-саксаганським циклом седиментації – залягає з перервою і кутовою незгідністю на корі вивітрювання підстилаючих порід, являє собою велику трансгресивну послідовність із базальними наземними теригенними метапсефо-псамітами у нижньої частині розрізу і басейновими метаалевро-пелітами і метапеліт-колоїдами (вуглистими і глиноземистими сланцями, метадоломітами, джеспілітами) у верхах розрізу. Метаконгломерати базальної частини гданцівської світи вивчені Л.Р. Прожогіним [17–19] у південній і центральній частинах Саксаганського району Кривбасу. Як підлеглі члени, метаконгломерати входять до складу нижньої (базальної) теригенної пачки потужністю 2–15, зрідка до 30 м., складеної головним чином метаалевро-псамітовими породами. Загальна особливість пачки – велика кількість в її складі перевідкладеного (кластогенного) залізистого матеріалу саксаганської світи, що залягає нижче, внаслідок чого її часто іменують залізисто-кластогенним горизонтом (формацією). За вмістом заліза, що досягає 63%, породи є багатими рудами. В цілому для пачки характерно зниження залізистості знизу вгору по розрізу. Метапсефіти утворюють лінзи і пласти потужністю 0,3–6 м, перемежуючись з вохристими піскуватими сланцями, залізистими метапісковиками, метагравелітами.

**Літолого-петрографічні і фаціально-генетичні типи** (за Л.Р. Прожогіним [17–19]).

*Пролувіально-делювіальні залізисті метаконгло-брекчії* залягають в основі нижньої залізисто-кластогенної пачки, нерідко безпосередньо на малопотужній (1–2 м) зоні дезінтеграції кори вивітрювання саксаганської світи і часто пов'язані з останньою поступовими переходами. Уламки, як правило, гострокутні, характеризуються сильно сплющеною формою і орієнтовані по шаруватості порід; вгору від контакту з'являються напівобкатані і обкатані уламки. Заповнювач – вохристо-сланцевий, базальний. Шаруватість неясна. Зі зменшенням кількості уламків породи переходять в охристі сланці зі щебенем.

*Алювіальні олігоміктові залізисті метаконгломерати і метагравеліти* залягають над пролувіально-делювіальними у вигляді малопотужних лінз і прошарків усередині піскуватих вохристих сланців, різнозернистих залізистих метапісковиків. Усередині шарів метаконгломератів не помітна шаруватість, зустрічаються лише лінзовидні відокремлення метагравелітів і різнозернистих метапісковиків. У вохристих піскуватих сланцях, що асоціюють з метаконгломератами, ділянками спостерігається коса шаруватість. У неокисленому стані охристі сланці являють собою досить «зрілі» у мінералогічному відношенні метаосади – серицитові, хлорит-серицитові піскуваті сланці або метаалевроліти. Гальковий матеріал представлений залізистими кварцитами і джеспілітами, рідше – безрудними кварцитами і багатими рудами. Сортуння гальок за розміром слабке. В одному шарі поєднуються дрібно- і крупногалькові різновиди, нерідкі дрібні валуни. Сгуженість гальок неоднакова. В одних випадках гальки стикаються між собою, в інших вони розкидані в гравійній або піщаній масі. Форма гальок також різна. Зустрічаються ізометричні і стебловидні, але здебільшого плоско-подовжені і дисиметричні. Грубоуламковий матеріал метаконгломератів і метагравелітів характеризується гарною обкатаністю (коефіцієнт обкатаності гальок за А.В. Хабаковим  $K_{ок} = 2,92–2,96$ ). Довгі вісі гальок орієнтовані в одному напрямку під кутом 18–20° до площини нашарування, що дозволяє відновити напрямки потоків – з південь-південь-сходу на північ-північ-захід.

*Басейнові вуглисті метаконгло-брекчії і метагравеліти* залягають стратиграфічно вище нижньої залізисто-кластогенної пачки – у складі так званого вуглистого горизонту. Склад уламків поліміктовий: переважають (60%) залізисті кварцити і джеспіліти; постійно містяться майже націло каолінізовані сланці (30–35%) і гетитизовані магнетитові руди; зустрінуті поодинокі уламки каолінізованих ефузивів типу кварцових альбітофірів. Уламки мають різну обкатаність – від гострокутних до добре обкатаних і майже сферичних ( $K_{ок}$  – від 1 до 4, в середньому 1,8). Сортуння вуглистих метаконгло-брекчій слабке. Уламки орієнтовані пошарово, іноді «стирчать». Орієнтування довгих вісей уламків неупорядковане.

Заповнювач представлений сланцями серицитовими, серицит-хлорітовими з великою кількістю вуглистої речовини (до 50%), а також включенням піщинок «гранітного» кварцу, пелітизованого мікрокліну. Вуглисті метаконгло-брекчії формувалися в субаквальних умовах (на це вказує велика кількість вуглистої речовини в заповнювачі) при відсутності течій (погане сортування). Найбільш ймовірним способом їх утворення представляється обвальний (біля підніжжя берегових обривів), що підтверджується наявністю розколотих плоских брил.

**Закономірності зміни властивостей метаконгломератів у стратиграфічному розрізі.** Знизу вгору, у зв'язку з загальною трансресивною послідовністю осаdів відбувається зміна різних генетичних типів конгломератів – пролювіально-делювіальних, алювіальних, мілководно-басейнових. При переході від пролювіально-делювіальних метапсефітів до алювіальних в породах відбуваються спрямовані зміни складу і текстурно-структурних ознак – помітно знижується загальний вміст заліза (як за рахунок уламків, так і цементу), зростає кількість «гранітного» кварцу в матриксі, зростає сортування і ступінь обкатаності псефітових уламків, з'являється орієнтоване укладання гальок в одному напрямку під невеликим кутом до шаруватості.

**Метаконгломерати глеєватської світи. Геолого-структурна і стратиграфічна позиція.** Глеєватська світа – сама верхня (наймолодша) стратифікована докембрійська товща Криворізького залізорудного басейну. Вона складена головним чином метатеригенними породами – метаконгломератами, метапісковиками, метаалевролітами з рідкісними малопотужними лінзами карбонатних порід (мраморизованих доломітів). Максимальна потужність глеєватської світи становить близько 2000 м в центральній частині Криворізької структури (рудник ім. Фрунзе – рудник ім. Леніна). З цією світою пов'язані найбільш потужні прояви докембрійських метаконгломератів не лише у Криворізькому басейні, але і в межах УЩ. Породи світи підстилаються без видимого неузгодження метатеригенно-хемогенними відкладами гданцівської світи. Між гданцівською і глеєватською світами припускається істотна перерва в осадконакопиченні, яка зафіксована у багатьох стратиграфічних схемах. Хоча в розрізах ця перерва ніде конкретно не задокументована (у вигляді якихось базальних горизонтів або метаморфізованих кор вивітрювання). Г.І. Каляєв вважав перехід між гданцівською і глеєватською світами поступовим [5]. Наразі глеєватська світа вичленена з обсягу криворізької серії і представлена самостійно в якості найбільш молодшої метаосадової товщі (світи) Кривбасу, має палеопротерозойський вік і неузгоджено залягає на підстилаючих відкладах гданцівської світи [20]; верхня вікова межа глеєватської світи вказана на межі 2000 млн. років.

**Проблема походження.** Відносно генезису глеєватських метаконгломератів існують різні уявлення. Є широко відомою думка Г.І. Каляєва [5], який вважав їх моласами і пов'язував із прикінцевими орогенними стадіями розвитку геосинклінального процесу в крайових і зовнішніх зонах геосинкліналі Великого Кривого Рогу. При цьому фаціальна обстановка накопичення глеєватських конгломератів в розумінні Г.І. Каляєва визначається зоною переходу між наземними алювіальними і прибережними морськими фаціями. Проти моласової формації при найменуванні глеєватських метаконгломератів виступав А.П. Нікольський [21, 22], підкреслюючи внутрішньоформаційний характер метаконгломератів (присутність гальок доломітів та ін., що виникли за рахунок розмиву дещо раніше відкладених осаdів верхньої світи). В роботах І.С. Паранько зі співавторами [10, 14, 23, 24] про генезис метаконгломератів сказано, що вони є утвореннями конусів виносу і прибережних дельт. Т.П. Міхницька [25] вважає глеєватські метаконгломерати і пов'язані з ними осади також головним чином наземними утвореннями передгірних конусів виносу; власне метаконгломерати віднесені нею до річкового алювію. Автором [26] на матеріалі Криворізької надглибокої свердловини обґрунтовано уявлення про прибережно-басейновий (хвильово-прибійний) генезис глеєватських метаконгломератів за сукупністю ознак: 1) повторюваність конгломератових пачок на декількох стратиграфічних рівнях і

перешарування їх з алевро-сланцевими пачками; спільність статистичних параметрів потужності шарів метаконгломератів і асоціюючих з ними алевро-сланців, що передбачає їхній фаціально-генетичний зв'язок; 2) велика потужність (70–350 м) власне конгломератових пачок; 3) відносна сталість петрографічного складу гальок і заповнювача по всьому розрізу; відсутність спрямованих змін складу метаконгломератів по розрізу; 4) у цілому висока сгуженість, добра обкатаність і сортування галькових уламків; однакова ступінь обкатаності гранітоїдних і кварцитових гальок, які мають різновіддалені джерела зносу; 5) контрастність гранулометричного парагенезу галькових уламків і дрібнопсаміт-алевритового заповнювача (матриксу) метаконгломератів; 6) монотонні масивні текстури метапсамо-алевритів; 7) відсутність крупнопсамітових і гравійних відкладів в асоціації з метаконгломератами; 8) наявність малопотужних рідких прошарків доломітів всередині метаконгломератів, а також підвищений вміст кальцію і магнію у вміщуючих метапсамо-алевритах і матриксі метаконгломератів; 9) залишки рослинних тканин і тонкорозсіяної вуглистої речовини в цементі метаконгломератів; 10) наявність теригенних басейнових концентрацій магнетиту (літоральні розсипи), пов'язаних з метапсамо-алевритами.

**Речовинний склад та літолого-генетичні ознаки.** Метаконгломерати за складом уламків відносяться до поліміктових. Вони характеризуються в більшості випадків значною сгуженістю гальок (50–80%), доброю їх обкатаністю, великою потужністю конгломератових шарів (1–9 м) і суттєво конгломератових пачок перешарування (70–350 м). Важливою відмінністю від метаконгломератів скелеватської і гданцівської світ є відносна сталість складу уламків і структурно-текстурних ознак метаконгломератів в розрізі глеєватської світи. За розміром галькового матеріалу переважають середньогалькові (2,5–5 см) різновиди метаконгломератів, хоча нерідкі і крупногалькові (5–10 см) і дрібногалькові (1–2,5 см). Зрідка відзначаються дрібні обкатані валуни.

**Петрографічний склад галькового матеріалу.** За кількісним співвідношенням і складом уламків весь гальковий матеріал можна розділити на три групи. До першої, чільною, відносяться гальки сірих, темно-сірих хомогенних кварцитів, білих (світло-сірих) цукровидних кварцитів і жильного кварцу. У зв'язку з динамометаморфізмом розділити їх деколи складно, однак в цілому гальки хомогенних кварцитів домінують, гальки білих кварцитів є різко підпорядкованими, кварцові зустрічаються епізодично. Спільна частка гальок цієї групи становить 75–85%. Значно меншу частину (15–25%) становить друга група, до якої відносяться гальки, що постійно зустрічаються в кількостях близько 5–10% кожного різновиду порід – гранітоїдів, карбонат-тремолітових порід і мармуризованих доломітів (кальцит-доломітових мармурів). І третю групу складають гальки, які зустрічаються епізодично і в сумі не перевищують 5% – гальки залізистих (магнетитових) кварцитів, амфіболітів, серицит-кварцових метапісковиків-метагравелітів. Зрідка в окремих малопотужних прошарках кількість гальок залізистих кварцитів підіймається до 5%, а гальок амфіболітів – до 6%.

Знизу вгору по розрізу конгломератовміщуючої товщі ці співвідношення зазнають незначних коливань, так що в цілому можна вважати склад галькового матеріалу досить однорідним по всій товщі. Середній склад уламків (1100 гальок) наступний: кварцити сірі, світло-сірі – 48%; кварцити темно-сірі – 26%; кварцити цукровидні білі, світло-сірі, бурувато-сірі – 6,8%; кварц – 2,9%; плагіогранітоїди – 7,1%; карбонат-тремолітити – 4,5%; доломіти і доломітові мармури – 3,5%; амфіболіти (метабазити) – 1,5%; залізисті кварцити – 0,5%; метапісковики-метагравеліти кварцові на базальному серицитовому цементі – 0,2%. Крупногалькові метаконгломерати порівняно з дрібногальковими кілька більш різноманітні за петрографічним складом гальок і збагачені гальками другої і третьої груп, особливо гранітоїдів (до 13%), тобто, частка домінуючих кварцитових гальок в них дещо знижується.

**Форма гальок** (вибірка – 250 гальок зі слабо розлінзованих інтервалів) тісно пов'язана з їхнім петрографічним складом. Так, гранітна галька майже завжди ізометрична

(перша і третя квартилі відношення діаметрів  $d(\max)/d(\min)$  дорівнюють відповідно 1,2 і 1,7; мода – 1,2; медіана – 1,4). Галька кварцитів уплощена (перша і третя квартилі відношення  $d(\max)/d(\min)$  дорівнюють 1,5 і 2,5; мода – 1,5; медіана – 1,75). Дуже цікаво те, що, незважаючи на відмінності в подовженні гранітних і кварцитових гальок, ступінь обкатаності їх практично однакова – переважають помірно і добре обкатані (II–III бали – 77–79%) зі значною часткою ідеально обкатаних (IV бал – 11–17%) та незначною кількістю слабо обкатаних (I бал – 3,4–5,6%). Середня ступінь обкатаності гранітоїдних і кварцитових гальок дорівнює, відповідно 2,68 і 2,43.

Добре проявленою є залежність ступеня обкатаності гальок гранітоїдів і кварцитів від їх розмірів. Найбільш добре обкатані середні і великі уламки ( $K_{ок}(ср) = 2,76$ ). Дрібні уламки обкатані дещо гірше ( $K_{ок}(ср) = 2,21$ ).

Гальки амфіболових і карбонатних порід майже завжди ксеноморфні, роздавлені і лінзовидні, внаслідок чого не вдається встановити їхню вихідну форму. У рідкісних випадках відзначаються слабкодеформовані напівкутасті, помірно і добре обкатані гальки цих порід.

Коефіцієнт сортування за Траском відповідає значенням від 1,35 до 1,52, що характеризує високу ступінь сортування галькового матеріалу.

*Сгрудженість гальок* у цілому є високою (50–85%), однак часто гальки не стикаються одна з одною; спостерігаються також окремі добре обкатані "плаваючі" гальки в масі середньо-дрібнопсаміт-алевритового заповнювача.

*Заповнювач (матрикс) метаконгломератів* представлений різнозернистим, переважно середньо-тонкозернистим метапісковиком з великою домішкою алевритових зерен і слюдистого (первинно глинистого) цементу. Домінує зазвичай дрібно-тонкопсамітова фракція (0,25–0,05 мм), що становить близько 60% матриксу. Їй підпорядкована алевропелітова фракція (30–35%). Середньо- і крупнопсамітова фракції містяться в межах, відповідно: 2–8% і 0–5% і в сумі не перевищують 10%.

Мінеральний склад заповнювача біотит-плагіоклаз-кварцовий, біотит-кварц-плагіоклазовий, кварц-плагіоклаз-біотитовий, плагіоклаз-кварц-біотитовий з невеликою змінною кількістю актиноліта (0–10%) і карбоната (0–10%). За мінеральним складом заповнювач можна іменувати метаграувакою або поліміктовим метапсамо-алевритом. Піщані уламки в заповнювачі метаконгломератів представлені головним чином зернами мозаїчного кварциту, такого ж самого, що складає кварцитові гальки, кварцу, а також зернами каламутного пелітизованого плагіоклазу. Плагіоклаз представлений олігоклазом, часто полісінтетично здвійникованим. Співвідношення плагіоклазових і кварцитових (кварцових) уламків є приблизно рівним, з перевагою в ту або іншу сторону.

На підставі всіх ознак можна віднести метаконгломерати глєсватської світи до одного літолого-генетичного типу – басейнового прибіжно-уламкового з активним тектонічним режимом накопичення. Палеогеографічна палеогеодинамічна обстановка їхнього формування сильно відрізнялася від умов накопичення метаконгломератів скелеватської і гданцівської світ.

### **Металоносність метаконгломератів**

Зі скелеватським рівнем пов'язані родовища урану, прояви золота, торію, рідкісних металів [7, 12, 27–30]. Загальні перспективи рудоносності метаконгломератів на даному етапі вивчення оцінені [7] як нейтральні, що не передбачає знаходження великих і навіть середніх родовищ. Разом з тим, даний рівень конгломератонакопичення на Українському щиті завжди привертає до себе пильну увагу як потенційно рудоносний.

З гданцівським рівнем пов'язані рудопояви золота, платиноїдів [31], промислові розсіпні концентрації цирконію, титану [18]. В межах Курської магнітної аномалії в аналогічній стратиграфічній позиції виділено гіпергенно-метасоматичний тип золотого (з паладієм) зруденіння [32]. Обидва стратиграфічних рівня метаконгломератів (скелеватський і

гданцівський) за основними геологічними особливостями і металоносністю схожі з метаконгломератами систем Вітватерсранд (Південна Африка), Блайнд-Рівер (Канада), Тарква (Гана) та ін. і можуть бути віднесені до спільного з ними типу докембрійських металоносних метаконгломератів.

Прибережно-басейнові метаконгломерати глеєватської світи в цілому малорудоносні і малоперспективні на виявлення аутигенних розсипних концентрацій корисних копалин, зокрема золота, оскільки належать не до потокового типу, а до хвильового. Можливість знаходження гіпергенно-діагенетично збагаченого стратифікованого зруденіння в них також малоімовірна (відсутні вуглисті прошарки, що можуть виступати в якості геохімічних бар'єрів). Основні перспективи їхньої металоносності можуть бути пов'язані, ймовірно, з накладеною гіпогенною мінералізацією в тектоно-метасоматичних зонах. У розрізі СГ-8 з магнезіально-вуглекислотним метасоматозом генетично пов'язаний ряд проявів, пунктів підвищеної мінералізації і висококонтрастних геохімічних аномалій вольфраму, молібдену, миш'яку [26].

### Висновки

1. Метаконгломерати палеопротерозою Криворізького басейну залягають на різних стратиграфічних рівнях, відносяться до різних літолого-генетичних типів (пролювіально-делювіального, алювіального, прибіжно-уламкового), відзначаються індивідуальністю літолого-петрографічних ознак, що відображають тектонічну і палеогеографічну специфіку седиментації і можуть виступати в якості досить надійних корелятивних типів порід.

2. Метаконгломерати скелеватської світи утворюють послідовний перехідний ряд, що складається з кількох літолого-петрографічних і фаціально-генетичних типів, що змінюють один одного вгору по розрізу у зв'язку зі зміною палеофаціальних умов седиментації: 1 – вулканітові поліміктові пролювіальні метаконгломерати і метаконгломерато-брекчії; 2 – олігоміктові пролювіально-алювіальні метаконгломерати; 3 – олігоміктові алювіальні метаконгломерати; 4 – олігоміктові мілководно-басейнові метаконгломерати; 5 – літитові мілководно-басейнові метаконгломерато-брекчії внутрішньоформаційних розмивів. Переважним поширенням користуються перші три типи, які є потоковими базальними утвореннями – пролювіальними, пролювіально-алювіальними і алювіальними. Четвертий тип утворений в умовах змішаних і перехідних фацій рівнинного алювію і мілководних басейнів; для нього імовірна переробка в прибережно-пляжових умовах, тобто, в якійсь мірі його можна віднести до прибережних внутрішньоформаційних утворень. І, нарешті, п'ятий тип – типово внутрішньоформаційні мілководно-басейнові відкладення.

Метаконгломерати 1–4 типів утворюють поступовий перехідний ряд із спрямованими змінами складу, структури, особливостей поширення та залягання, що відображають еволюцію палеофаціальних і палеотектонічних умов осадконакопичення протягом одного трансгресивного тектоно-седиментаційного циклу розвитку внутрішньоконтинентальних прирозломних депресій з компенсованим осадконакопиченням. Ці зміни зводяться до зменшення розмірності уламків, зниження їхньої поліміктності і збільшення хімічної та мінералогічної "зрілості", зниження градієнта потужностей метаконгломератів (зростання ступеня витриманості за простяганням), поліпшення ступеня сортування і обкатаності уламків (1–3 типи).

3. Метапсефіти гданцівської світи за структурно-геологічним положенням, генезисом і металоносністю схожі зі скелеватським рівнем: 1) залягають в нижній частині великого трансгресивного циклу седиментації; відносяться переважно до базальних утворень; 2) серед них розвинені пролювіально-делювіальні і алювіальні генетичні типи, які асоціюють один з одним; стратиграфічно вище іноді присутні субаквальні мілководно-басейнові метапсефіти (вуглисті метаконгло-брекчії); 3) наземні фації метапсефітів характеризуються спрямованими змінами складу і структурно-текстурних ознак; 4) утворені в подібних умовах інтенсивного сіалітного вивітрювання – в уламках і цементі переважають досить зрілі

продукти хімічного вивітрювання (уламковий «гранітний» плагіоклаз, як правило, відсутній, або зустрічається в дуже незначній кількості; у складі початково глинистої компоненти присутній нормативний каолінит [33]); 5) відносяться до загального типу металоносних докембрійських метаконгломератів, що передбачає їхню потенційну рудоносність. Відмінність метаконгломератів гданцівської світи від скелеватського рівня, крім незначної потужності, пов'язана з іншим складом уламкового матеріалу і протолитів, що розмивалися – домінують продукти руйнування, вивітрювання та перевідкладення залізо-кременистих порід саксаганської світи.

4. Метаконгломерати глесватської світи істотно відрізняються від попередніх двох рівнів приналежністю до внутрішньоформаційного басейнового прибіжно-уламкового типу, відносною сталістю складу та текстурно-структурних ознак при великій потужності конгломератових пачок, «незрілим» грауваковим складом заповнювача. У числі індикаторних характерних петрографічних ознак метапсефітів цього рівня слід відзначити присутність гальок карбонатних та силікатно-карбонатних порід (метадоломітів, карбонат-тремолітитів); незрілий склад матриксу (значні кількості уламкового «гранітоїдного» плагіоклазу і підвищена карбонатистість (Ca-Mg)). У аспекті металоносності метаконгломерати глесватської світи є малоперспективними.

### ЛІТЕРАТУРА

1. Бордунов И.Н. Геология Кременчугского железорудного района / И.Н. Бордунов. – Киев: Наук. думка, 1964. – 217 с.
2. Паранько І. Комплексна оцінка геологічних пам'яток природи на прикладі геологічних об'єктів Криворіжжя / І. Паранько, М. Курило, Ю. Бондар // Геолог України. – 2013. – № 1. – С. 63–71.
3. Покалюк В.В. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна / В.В. Покалюк., Е.А. Кулиш. – Киев: Логос, 2004. – 245 с.
4. Гречишников М.П. Дослід реконструкції докембрійської фізико-географічної обстановки на основі вивчення порід нижньої світи криворізької серії / М.П. Гречишников, З.М. Гречишнікова // Геол. журн. – 1966. – Т. 26. – Вип. 2. – С. 3–17.
5. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции / Г.И. Каляев. – Киев, 1965. – 190 с.
6. Кулиш Е.А. Палеотектонический анализ метаосадочных комплексов раннего докембрия на примере нижней свиты Кривбасса / Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк // Геол. журнал. – 2007. – № 1. – С. 32–44.
7. Паранько И.С. Геология и перспективы золотоносности нижней части разреза Криворожской структуры / И.С. Паранько, Е.М. Сливко, Б.И. Малюк // Геология і геохімія горючих копалин. – 1992. – №3. – С. 67–77.
8. Стригін О.І. Стратиграфія аркозового горизонту нижньої світи криворізької серії порід в північній частині Саксаганського району / О.І. Стригін, Д.Ф. Логінов // Геол. журн. – 1960. – Т. 20. – Вип. 1. – С. 81–84.
9. Яценко Г.М. О формациях и стратиграфическом положении метаморфизованных терригенных толщ южной части Основной синклинали Кривбасса / Г.М. Яценко, И.С. Паранько // Геол. журн. – 1986. – Том. 46. – № 4. – С. 118–126.
10. Паранько И.С. Конгломераты в формациях Украинского щита / И.С. Паранько, В.А. Рябенко. – Киев: ИГН АН УССР, 1990. – 55 с.
11. Кулешов М.П. Возрастные взаимоотношения пород Криворожского района / М.П. Кулешов // Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – С. 24–41.
12. Рожков И.С. Состояние проблемы изучения золотоносности конгломератов на территории СССР / И.С. Рожков // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. – М.: Наука, 1969. – С. 7–28.
13. Дерябин Н.И. О происхождении пород скелеватской свиты Кривбасса / Н.И. Дерябин // Геол. журн. – 1995. – №2. – С. 110–113.
14. Паранько И.С. Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры / И.С. Паранько, Т.П. Михницкая. – Киев, 1991. – 51 с. (Препринт АН Украины, Ин-т геологических наук).
15. Горошников Б.И. Новые данные о составе пород в окатанных образованиях аркозового горизонта Кривого Рога / Б.И. Горошников // Доклады АН СССР. – 1956. – Том 107. – №6. – С. 875–877.
16. Ходюш Л.Я. Новые минералы в гальках конгломератов нижнего отдела Криворожской свиты / Л.Я. Ходюш // Науч. зап. Днепр. госун-та. – 1948. – Том XXXI. – С. 27–32.
17. Прокожин Л.Г. Новые данные о взаимоотношениях верхней и средней свит Криворожской серии в Саксаганском районе / Л.Г. Прокожин // Геол. журнал. – Т. 36. – Вип. 3. – 1976. – С. 75–87.
18. Прокожин Л.Г. Условия рудообразования в низах верхней свиты Саксаганского района Криворожского бассейна по литологическим и палеогеографическим данным: Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. / Л.Г. Прокожин. – Киев, 1976. – 24 с.
19. Прокожин Л.Г. Железистые конгломераты основания верхней свиты (K<sub>3</sub><sup>1</sup>) в Саксаганском районе Кривбасса / Л.Г. Прокожин, В.Г. Горбатенко // Литол. и полезн. ископ. – 1975. – №1. – С. 30–38.
20. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К. Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – Київ: УкрДГРІ, 2004. – 30 с.

21. *Никольский А.П.* Стратиграфические комплексы докембрия Юго-Западной части Русской платформы и задачи их картирования в условиях зоны ультраметаморфизма / А.П. Никольский // Проблемы осадочной геологии докембрия. – Вып.2. – М: Недра, 1967. – С. 32–46.
22. *Никольский А.П.* Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита / А.П. Никольский, А.Н. Ефимов // Тр. ВСЕГЕИ, Нов. Сер., 1960. – Т. 37. – 162 с.
23. *Паранько И.С.* Метаконгломератовая и метапесчаниково-сланцевая формации верхней части разреза Криворожской структуры (глеватская свита). Статья 2. Особенности происхождения формаций / И.С. Паранько, Г.М. Яценко // Геол. журн. – 1990. – № 5. – С. 124–130.
24. *Яценко Г.М.* Метаконгломератовая и метапесчаниково-сланцевая формации верхней части разреза Криворожской структуры (глеватская свита). Ст.1. Строение и состав / Г.М. Яценко, И.С. Паранько // Геол. журн. – 1990. – № 4. – С. 86–95.
25. *Михницкая Т.П.* Метаосадочные породы грабен-синклиналей Украинского щита / Т.П. Михницкая. – Киев: Наук. думка, 1993. – 110 с.
26. *Кулиш Е.А.* Глеватские метаконгломераты Кривбасса – континентальные молассы или мелководно-бассейновые отложения? / Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк, Н.С. Курлов, Ю.П. Мечников // Геохімія та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. – Київ, 2010. – Вип.18. – С.7–26.
27. *Гавриленко В.Н.* Металлоносность метатерригенных пород скелеватской свиты криворожской серии / В.Н. Гавриленко // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. – Киев, 1993.– С. 239–246.
28. *Гречишников М.П.* До питання про умови нагромадження золота у конгломератах Кривого Рогу / М.П. Гречишников, І.І. Сахадський // Геол. журнал. – 1973. – №3. –Т.33. – С. 107–111.
29. *Писемский Г.В.* Предварительные результаты изучения золотоносности докембрийских конгломератов в районах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии / Г.В. Писемский, Л.М. Ганжа, Н.Я. Болотова // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. – М.: Наука, 1969. – С. 101–112.
30. *Ширинбеков Н.К.* Соотношение серебра и золота в конгломератах и его геохимическое значение / Н.К. Ширинбеков // Геохимия и рудообразование. – 1976. – Вып. 5. – С. 92–96.
31. *Великанов Ю.Ф.* Оценка перспектив рудоносности геологических формаций Кривбасса на благородные металлы / Ю.Ф. Великанов // Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України та світу / Матер. наукової міжнар. Конференції. – Київ, 2011. – С.12–13.
32. *Чернышов Н.М.* Главнейшие типы геодинамических и минерагенических рядов в общей модели формирования докембрийской литосферы (на примере ВКМ) / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов // Вестник ВГУ, Серия: Геология, 2010. – № 2. – С.47–58.
33. *Покалюк В.В.* Седиментогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна: Литохимические типы и MINLITH-нормативный состав метаосадков / В.В. Покалюк, В.В. Сукач // Науковий вісник національного гірничого університету. – 2014. – №6. – С.5–14.

## REFERENCES

1. *I. Bordunov (1964).* Geologiya Kremenchugskogo zhelezorudnogo rajona [Geology of Kremenchug iron ore district]. Kiev: Nauk. Dumka [in Russian].
2. *I. Paranko, M. Kurylo, Y. Bondar (2013).* Kompleksna ocinka geologichnyh pam'jatok pryrody na prykladi geologichnyh ob'ektiv Kryvorizhzhja [Comprehensive assessment of geological monuments in the example of geological objects of Krivoy Rog area]. Geolog Ukrainy – Ukrainian Geologist. No. 1. 63–71 [in Ukrainian].
3. *V. Pokalyuk, E. Kulish (2004).* Geologiya i litogenez dosaksaganskikh metamorficheskikh kompleksov Krivorozhskogo zhelezorudnogo bassejna [Geology and lithogenesis of presaksagan metamorphic complexes of the Krivoy Rog iron ore basin]. Kiev: Logos [in Russian].
4. *M. Grechishnikov, Z. Grechishnikova (1966).* Doslid rekonstrukcii' dokembrijs'koi' fizyko-geografichnoi' obstanovky na osnovi vyvchennja porid nyzhn'oi' svity kryvoriz'koi' serii' [Experience of reconstruction of the Precambrian physico geographic environment based on the study of rocks of the lower Suite of Krivoy Rog series]. Geol. zhurn. – Geol. Journ. Vol. 26. Issue. 2. 3–17 [in Ukrainian].
5. *G. Kalyaev (1965).* Tektonika dokembrija Ukrainskoj zhelezorudnoj provincii [Tectonics of the Precambrian of the Ukrainian iron ore province]. Kiev [in Russian].
6. *E. Kulish, V. Pokalyuk (2007).* Paleotektonicheskij analiz metaosadochnyh kompleksov rannego dokembrija na primere nizhnej svity Krivbassa [Paleotectonic analysis of the metasedimentary unit complexes of early Precambrian on the example of the lower Suite Krivbass]. Geol. zhurn. – Geol. journal. No. 1. 32–44 [in Russian].
7. *Paranko I.S., Slivko Ye.M., Malyuk B.I. (1992).* Geologiya i perspektivy zolotonosnosti nizhnej chasti razreza Krivorozhskoj struktury [Geology and gold prospects of lower part of the section Krivoy Rog structure]. Geologija i geohimija gorjuchyh kopalyn – Geology and Geochemistry of combustible minerals. No. 3. 67–77 [in Russian].
8. *A. Strygin, D. Loginov (1960).* Stratygrafija arkozovogo goryzontu nyzhn'oi' svity kryvoriz'koi' serii' porid v pivnichnij chastyini Saksagansk'kogo rajonu [Stratigraphy of arkosic horizon of the lower Suite of Krivoy Rog series in the Northern part of Saksagansky area]. Geol. Zhurn. – Geol. Journ. Vol. 20. No. 1. 81–84 [in Ukrainian].
9. *G. Yatsenko, I. Paranko (1986).* O formacijah i stratigraficheskom polozenii metamorfizovannyh terrigennyh tolshch yuzhnoj chasti Osnovnoj sinklinali Krivbassa [Formations and stratigraphic position of metamorphosed terrigenous strata of the southern part of the Main syncline Krivbass]. Geol. Journ. Vol. 46. No. 4. 118–126 [in Russian].
10. *I. Paranko, V. Ryabenko (1990).* Konglomeraty v formacijah Ukrainского shchita [Conglomerates in the formations of the Ukrainian shield]. Kiev: Inst. of geological Sciences, Academy of Sciences of USSR [in Russian].

11. *M. Kuleshov* (1957). Vozrastnye vzaimootnosheniya porod Krivorozhskogo rajona [Age relationships of rocks Krivoy Rog area]. *Geologicheskoe stroenie i zheleznye rudy Krivorozhskogo bassejna* – Geol. structure and iron ore of Krivoy Rog basin. M.: Gosgeoltechizdat. 24–41 [in Russian].
12. *I. Rozhkov* (1969). Sostoyanie problemy izucheniya zolotonosnosti konglomeratov na territorii SSSR [The state of the study of gold conglomerates on the territory of the USSR]. *Problema metallonosnosti drevnih konglomeratov na territorii SSSR* – The problem of metallogenetic of ancient conglomerates on the territory of the USSR. M.: Nauka. 7–28 [in Russian].
13. *N. Deryabin* (1995). O proiskhozhdenii porod skelevatskoj svity Krivbassa [On the origin of the rocks of skelevatsky suite of Krivoy Rog basin]. *Geol. zhurn.* – *Geol. Journ.* No. 2. 110–113 [in Russian].
14. *I. Paranko, T. Mighnickaya* (1991). Etapy geologicheskogo razvitiya i stratigrafiya Krivorozhskoj struktury [Stages of geological development and stratigraphy of the Krivoy Rog patterns]. Kiev (Preprint Academy of Sciences of Ukraine, Inst. of geological Sciences). [in Russian].
15. *B. Goroshnikov* (1956). Novye dannye o sostave porod v okatannykh obrazovaniyakh arkozovogo gorizonta Krivogo Roga [New data on the composition of the rocks in the rounded formations of arkosic horizon of Krivoy Rog]. *Doklady AN SSSR* – Reports of Sciences Academy of USSR. Vol. 107. No. 6. 875–877 [in Russian].
16. *L. Hodus*. (1948). Novye mineraly v gal'kah konglomeratov nizhnego otdela Krivorozhskoj svity [New minerals in conglomerate pebbles of the lower section of the Krivoy Rog suite] *Scient. notes. Dnepropetrovsk state University* . Volume XXXI. 27–32 [in Russian].
17. *L. Prozhogin* (1976a). Novye dannye o vzaimootnosheniyah verhnjej i srednej svit Krivorozhskoj serii v Saksaganskom rajone [New data on the relationship of the upper and middle suites of Krivoy Rog series in Saksagansky area]. *Geol. zhurn* – *Geol. journ.* Vol. 36. No. 3. 75–87 [in Russian].
18. *L. Prozhogin* (1976b). Usloviya rudoobrazovaniya v nizah verhnjej svity Saksaganskogo rajona Krivorozhskogo bassejna po litologicheskim i paleogeograficheskim dannym [Conditions of ore formation in the lowermost of the upper suite of Saksagansky district of Krivoy Rog basin on lithological and paleogeographic data]: Abstract. Dis. Cand. Sci. (Geol.). Kiev [in Russian].
19. *L. Prozhogin, V. Gorbatenko* (1975). Zhelezistye konglomeraty osnovaniya verhnjej svity ( $K_3^1$ ) v Saksaganskom rajone Krivbassa [Ferruginous conglomerates of the base of the upper Suite ( $K_3^1$ ) in Saksagansky area of Krivbass]. *Litol. i polezn. iskop.* – *Lithology and mineral resources.* No. 1. 30–38 [in Russian].
20. *K. Esipchuk, O. Bobrov, L. Stepanyuk, et al.* (2004). Koreljacijna hronostratigrafična shema rann'ogo dokembriju Ukrai'ns'kogo shhyta [Correlation chronostratigraphy scheme of early Precambrian of the Ukrainian shield]. Kiev: UkrDGRI [in Ukrainian].
21. *A. Nicolsky* (1967). Stratigraficheskie komplekxy dokembriya Yugo-Zapadnoj chasti Russkoj platformy i zadachi ih kartirovaniya v usloviyakh zony ul'trametamorfizma [Stratigraphic complexes of Precambrian South-Western part of the Russian platform and the problem of mapping in the zone of ultrametamorphism]. *Problemy osadochnoj geologii dokembriya* – *Problems of the sedimentary geology of the Precambrian.* Issue.2. M.: Nedra. 32–46 [in Russian].
22. *A. Nicolsky, A. Efimov* (1960). Geologo-metallogenicheskij ocherk vostochnoj chasti Ukrainskogo shchita [Geological-metallogenetic essay the Eastern part of the Ukrainian shield]. Works of inst. VSEGEI, New Ser. Vol. 37. [in Russian].
23. *I. Paranko, G. Yatsenko* (1990). Metakonglomeratovaya i metapeschanikovo-slancevaya formacii verhnjej chasti razreza Krivorozhskoj struktury (gleevatskaya svita). Stat'ya 2. Osobennosti proiskhozhdeniya formacij [Metaconglomerate and metasandstone-shale formation of upper part of the section of the Krivoy Rog patterns (gleevatska suite). Article 2. Features of the origin of formations]. *Geol. zhurn* – *GEOL. Journ.* No. 5. 124–130 [in Russian].
24. *G. Yatsenko, I. Paranko* (1990). Metakonglomeratovaya i metapeschanikovo-slancevaya formacii verhnjej chasti razreza Krivorozhskoj struktury (gleevatskaya svita). St.1. Stroenie i sostav [Metaconglomerate and metasandstone-shale formation of the upper part of the section of the Krivoy Rog patterns (gleevatska suite). Article 1. The structure and composition ]. *Geol. Journal.* No. 4. 86–95 [in Russian].
25. *T. Mighnickaya* (1993). Metaosadochnye porody graben-sinklinalej Ukrainskogo shchita [Metasedimentary rocks of graben-synclines of the Ukrainian shield]. Kiev: Nauk. Dumka [in Russian].
26. *E. Kulish, V. Pokalyuk, N. Kurlov, Yu. Mechnikov* (2010). Gleevatskie metakonglomeraty Krivbassa – kontinental'nye molassy ili melkovodno-bassejnovye otlozheniya? [Gleevatsky metaconglomerates of Krivbass - continental molasse or shallow-basin deposits?]. *Geohymyja ta ekologija* – *Geochemistry and ecology.* Proceedings of the Institute of environmental Geochemistry. - Kyiv, Issue.18. 7–26 [in Russian].
27. *V. Gavrilenko* (1993). Metallonosnost' metaterrigenykh porod skelevatskoj svity krivorozhskoj serii [Metal / bearing ability of metaterrigenous rocks of skelevatsky suite of Krivoy Rog series]. *Metallogeniya dokembriya i metamorfogennoe rudoobrazovanie* – *Metallogeny of Precambrian and metamorphogenic ore formation.* Kiev. 239–246 [in Russian].
28. *M. Grechishnikov, I. Sahatsky* (1973). Do pytannja pro umovy nagromadzhennja zolota u konglomeratah Kryvogo Rogu [To the question about the conditions of accumulation of gold in the conglomerates of Krivoy Rog]. *Geol. zhurn.* – *Geol. Journ.* No. 3. Vol. 33. 107–111 [in Ukrainian].
29. *G. Pisemsky, L. Ganja, N. Bolotova* (1969). Predvaritel'nye rezul'taty izucheniya zolotonosnosti dokembrijskih konglomeratov v rajonah Krivogo Roga i Kurskoj magnitnoj anomalii [Preliminary results of study of gold Precambrian conglomerates in the areas of Krivoy Rog and the Kursk magnetic anomaly]. *Problema metallonosnosti drevnih konglomeratov na territorii SSSR* – *Problem metallogenetic ancient conglomerates on the territory of the USSR.* M.: Nauka. 101–112 [in Russian].
30. *N. Shirynbekov* (1976). Sootnoshenie serebra i zolota v konglomeratah i ego geohimicheskoe znachenie [The ratio of silver and gold in conglomerates and its geochemical significance]. *Geochemistry and ore formation.* Issue. 5. 92–96 [in Russian].
31. *Yu. Velikanov, O. Velikanova* (2011). Ocenka perspektiv rudonosnosti geologicheskikh formacij Krivbassa na blagorodnye metally [Assessment of the prospects of the ore potential of geological formations Kryvbas on precious metals]. *Naukovi zasady geologo-ekonomichnoi' ocinky mineral'no-syrovynnoi' bazy Ukrai'ny ta svitu* – *Scientific basis of geological-economic evaluation of mineral resources of Ukraine and the world / Mater. research Intern. Conference.* Kyiv. 12–13 [in Russian].



32. N.Chernyshov, V. Nenahov (2010). Glavnejshie tipy geodinamicheskikh i mineragenicheskikh ryadov v obshchej modeli formirovaniya dokembrijskoj litosfery (na primere VKM) [Main types of geodynamic and mineragenic series in the general model of the formation of the Precambrian lithosphere (for example VKM)]. Herald of the Voronezh state University, Series: Geology. No. 2. 47–58 [in Russian].
33. V. Pokalyuk, V. Sukach (2014). Sedimentogenez v rannem dokembrii Krivorozhskogo zhelezorudnogo bassejna: Litoimicheskie tipy i MINLITH-normativnyj sostav metaosadkov [Sedimentation in the early Precambrian of the Krivoy Rog iron ore basin: Lithochemical types and MINLITH-normative composition of metasediments]. Naukovyj visnyk nacional'nogo girnychoho universytetu – Scientific Bulletin of national mining University. No. 6. 5–14 [in Russian].

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ И ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА

**Покалюк В.В.** канд. геол.- мин. наук., ст. н. с. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина, pvskan@ukr.net

*Приведены сведения о литолого-генетических типах метаконгломератов, залегающих на различных стратиграфических уровнях палеопротерозойского разреза Криворожского синклиория. Метаконгломераты относятся к разным литолого-генетическим типам (пролювиально-делювиальному, аллювиальному, прибойно-обломочному), характеризуются индивидуальностью литолого-петрографических признаков, отражают тектоническую и палеогеографическую специфику седиментации и могут выступать в качестве достаточно надежных коррелятивных типов пород. Охарактеризована специфика метаконгломератов каждого стратиграфического уровня по вещественным, литолого-фаціальным, формационным, металлогеничным критериям.*

**Ключевые слова:** докембрий, палеопротерозой, метаконгломераты, метапсефиты, Криворожский бассейн, Украинский щит.

## STRATIGRAPHIC LEVELS AND LITHOLOGICAL-GENETIC TYPES OF PALEOPROTEROZOIC METACONGLOMERATES OF KRYVYI RIG BASIN

**V. Pokalyuk** Ph.D. (Geol.), Senior Research Fellow, State Institution “Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine”, Kyiv, Ukraine, pvskan@ukr.net

*There are three main stratigraphic levels of paleoproterozoic metaconglomerates of Kryvyi Rig synclinorium of the Ukrainian shield. Provided is information on the lithological-genetic types of metaconglomerates, occurring at different stratigraphic levels of Paleoproterozoic of Kryvyi Rig synclinorium. Metaconglomerates belong to different lithological-genetic types (proluvial-deluvial, alluvial, clastic-beach). They are characterized by individual lithologic-petrographic features, which reflect the tectonic and paleogeographic characteristics of sedimentation and can serve as a fairly reliable correlative types of rocks. The specific character of metaconglomerates of each stratigraphic level is presented by physical, sedimentological, structural and metallogenic criteria. The lower stratigraphic levels of metaconglomerates of Paleoproterozoic of Kryvyi Rig synclinorium (skelevatskaya and gdantsevskaya suites) are similar by the major geological features to following metaconglomerate systems: Witwatersrand (South Africa), Blind river (Canada), Tarkwa (Ghana) and can be attributed to the common type of Precambrian metalliferous metaconglomerates.*

**Keywords:** Precambrian, Paleoproterozoic, metaconglomerate, metapsefite, Kryvyi Rig basin, Ukrainian shield.

УДК 546.791.027 : 550.426

## О ТЕРМОДИНАМИКЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ УРАНА И ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДНЫХ РАСТВОРАХ

Белевцев Р.Я., Блажко В.И., Лазаренко Е.Е., Мельниченко Б.Ф.,  
Николаенко В.И., Спивак С.Д., Степанюк Л.М., Терещенко С.И.

Белевцев Р.Я. д. г-м. н., зав.отд., профессор, член-кор. НАН Украины, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [belevtsev@ukr.net](mailto:belevtsev@ukr.net).

Блажко В.И. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Лазаренко Е.Е. ст. н. с., к. г-м. н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Мельниченко Б.Ф. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Николаенко В.И. ст. н. с., к. г-м. н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»,

Спивак С.Д. вед. н. с., к. г. н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

Степанюк Л.М. д. г-м. н., член-кор. НАН Украины, зам. директора, Института геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко. НАН Украины

Терещенко С.И., ст. н. с., к. г-м. н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

*В работе дано термодинамическое и экспериментальное обоснование фракционирования изотопов урана и легких элементов в водных растворах. Процесс фракционирования зависит от изотопного состава системы, поскольку тяжелые изотопы более термодинамически активны по сравнению с легкими изотопами тех же элементов, имеют большую отрицательную свободную энергию и энтальпию образования и потому стремятся образовать молекулы с тяжелыми изотопами. Оценено количественно термодинамические свойства этих молекул. Представлены результаты экспериментов по фракционированию урану и легких элементов в водных растворах и термодинамическое обоснование этому эффекту при реакциях минералообразования в разных условиях кислотности и восстановленности среды. Проведена количественная оценка фракционирования разных изотопов и показана возможность практического использования этих данных для разработки технологии обогащения урановых руд изотопом  $^{235}\text{U}$ , чему способствуют увеличение восстановленности, щелочности и уменьшение температуры при изотопном фракционировании и осаждении уранинита из водных урансодержащих растворов, а также участие в последних легких изотопов веществ. Эти исследования достаточно перспективны и их следует продолжить как в теоретическом, так и практическом плане. Проведенные исследования также подтверждают представления об инфильтрационном генезисе позднепротерозойских альбит-уранинитовых и фанерозойских гидрогенных урановых месторождений.*

**Ключевые слова:** уран, термодинамика, фракционирование изотопов, эксперименты, водный раствор, кислотно-восстановленные условия, технология обогащения урана.

### Введение

В последнее время изотопная геохимия привлекает к себе все больше внимания в разных областях науки, но особенно в радиогеохимии, ядерной энергетике и в биологии с целью определения возраста и генезиса пород, природных вод и газов, получения дешевой энергии, решения экологических проблем, изучения процессов обмена веществ в живых организмах [1]. Большое внимание этим проблемам изотопии уделяли В.И.Вернадский [1], Э.В.Соболевич [2] и другие. Они связаны с физико-химическими особенностями изотопных растворов, прежде всего, с их широкой распространенностью, стойкостью и идеальностью. Эти качества делают изотопы важным критерием оценки условий, возраста и энергетичности геохимических процессов. Например, хорошо известно, что породы и метеорные воды обогащаются тяжелыми изотопами легких элементов ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{34}\text{S}$ ) при увеличении температуры, окисленности и щелочности среды [1, 3, 5, 8]. Такое фракционирование

тяжелых изотопов должно быть прежде всего связано с их термодинамическими свойствами и его следует ожидать также для тяжелых элементов, в частности для урана и свинца.

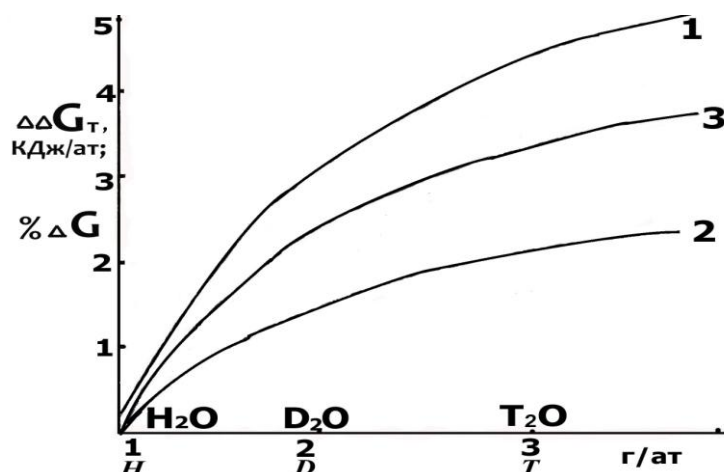
Целью данной работы является термодинамический анализ фракционирования изотопов легких элементов и разработка технологии обогащения урановых руд изотопом  $^{235}\text{U}$ .

### Термодинамическое обоснование фракционирования изотопов

Хорошо известна зависимость термодинамических свойств разных изотопов водорода, прежде всего величины свободной энергии ( $-\Delta G_T$  кДж/моль) и энтальпии ( $-\Delta H_T$  кДж/моль) образования, которые увеличиваются прямо пропорционально массе изотопов. Для тритий-дейтерий-протиевого водного газа (табл. 1, рис. 1 [8, 9]): дейтерий-протиевый водный газ имеет:  $\Delta G_{298}(\text{D}_2\text{O}_\text{г}-\text{H}_2\text{O}_\text{г}) = -6$  кДж или 2,6 %  $\Delta G_{298}$ , а дейтерий-трیتیєвий водний газ:  $\Delta G_{298}(\text{T}_2\text{O}-\text{D}_2\text{O}) = -2,3$  кДж или 1%  $\Delta G_{298}$ . Для атомарного водородного газа  $\Delta G_{298}(\text{D}_\text{г}-\text{H}_\text{г}) = 3,27$  кДж или 1,6 %  $\Delta G_{298}$  и  $\Delta G_{298}(\text{T}_2\text{O}_\text{г}-\text{D}_2\text{O}_\text{г}) = 1,4$  кДж или 0,7 %  $\Delta G_{298}$ . Атомарный водородный газ неустойчив в нормальных условиях и обычно соединяется с кислородом, углеродом, азотом или другими веществами, образуя соответствующие изотопные растворы.

**Таблица 1.** Термодинамические параметры веществ с разными изотопами [3,6,9,11-12, 16], (рис. 1). Эти параметры связываются таким соотношением:  $\Delta G_T = \Delta H_{298} - \Delta S_{298} \cdot T$  К.

№	Формулы веществ	Вещества	$\Delta G_{298}$ , кДж/атом, моль	$\Delta H_{298}$ , кДж/атом, моль	$\Delta S_{298}$ , Дж/атом, моль.град	$T_{\text{пл}}$	$T_{\text{кип}}$
1	$\text{H}_\text{г}$	Атомарный протиевый газ	+ 203,3				
2	$\text{D}_\text{г}$	Атомарный дейтериевый газ	+ 206,57				
3	$\text{T}_\text{г}$	Атомарный тритиевый газ	+ 207,97				
4	$\text{H}_2\text{O}_\text{г}$	Протиевый водный газ	- 228,6	-241,83	- 44,4		
5	$\text{H}_2\text{O}_\text{ж}$	Протиевая вода	-237,2	-286,02	- 163,8	0°C	100°C
6	$\text{D}_2\text{O}_\text{г}$	Дейтериевый водный газ	-234,55	-249,2	- 49,2		
7	$\text{D}_2\text{O}_\text{ж}$	Дейтериевая вода	-243,76	-294,23	- 169,4	3,8°C	101,4°C
8	$\text{T}_2\text{O}_\text{г}$	Тритиевый водный газ	-236,92	-252,3	- 51,6		
9	$\text{T}_2\text{O}_\text{ж}$	Тритиевая вода	-246,16	-297,0	- 170,6	5,0°C	102,7°C
10	$\text{CO}_2$	Углекислый газ	-394,3	-393,3	3,4		
11	$\text{Na}_2\text{CO}_3$	Сода	-1047,7	-1136,4	- 297,6		
12	$\text{UO}_2\text{CO}_3$	Розерфордин	-1570,2	-1696,2	-422,8		
13	$\text{UO}_2(\text{OH})^+$		-1203,32	-1257,7	-182,5		
14	$\text{UO}_2$	Уранинит	-1032,2	-1084,9	-176,8		
15	$\text{Na}^+$	Катион натрия	-262,3	-239,7	-75,8		



**Рис. 1.** Изменение свободной энергии образования веществ с разными изотопами.

На рис.1 показано увеличение свободной энергии образования одноатомных газов водорода в виде разницы между дейтериевым газом (D) и протиевым газом (H), а также между тритиевым газом (T) и протиевым газом (H) – (по  $\Delta\Delta G_{298}$ , кДж/атом (моль) – кривая 1, а в процентах – кривая 2). Увеличение свободной энергии образования водного газа или жидкой воды в виде разницы между дейтериевой ( $D_2O$ ) и протиевой водой ( $H_2O$ ), а также между тритиевой ( $T_2O$ ) и протиевой воды ( $H_2O$ ) – в процентах – кривая 3 (табл. 1).

На основании этих данных можно представить примерное соотношение между свободной энергией изотопов и их массовым числом. Надо учитывать то, что тяжелые изотопы стремятся объединиться в тяжелую молекулу, а легкие – в легкую. Это хорошо прослеживается, например, для метеорной воды [3, 8, 9]. Из этих термодинамических соотношений можно сделать также важный вывод о том, что тяжелые изотопы более активны и термодинамически устойчивы, также как и образованные ими молекулы в составе изотопных растворов, в том числе при обмене веществ в живых организмах.

$$\Delta G_{298}(m_T - m_L) = 7(m_T - m_L) / m_T \text{ кДж/атом}, \quad (1)$$

$$\% (m_T - m_L) = 3,5(m_T - m_L) / m_T, \quad (2)$$

где  $m_T$  – массовое число тяжелого изотопа,  $m_L$  – массовое число легкого изотопа в кДж или в %. Например, при вхождении атома тяжелого кислорода в состав молекулы воды, где:  $m_T = 18$ ,  $m_L = 16$ ,

$$m_T - m_L = 2; \Delta G_{298}(^{18}O - ^{16}O) = 7 \times 2 / 18 = 0,78 \text{ кДж/атом или } 0,39 \%.$$

По этим данным:  $\Delta G_{298}(D_2^{18}O_T) = -235,5$  кДж/моль, а  $\Delta G_{298}(T_2^{18}O_T) = -237,9$  кДж/моль, т.е. замещение атома легкого кислорода тяжелым дает увеличение на 1 кДж  $\Delta G_{298}$  этих водных газов.

Для углерода:  $\Delta G_{298}(^{13}C - ^{12}C) = 7 / 13 = 0,54$  кДж/атом или 0,27 %. Для природного урана:  $\Delta G_{298}(^{238}U - ^{235}U) = 7 \times 3 / 238 = 0,09$  кДж/атом или 0,045 %. Хотя для уранинита ( $UO_2$ ) при вхождении тяжелого кислорода –  $\Delta G_{298}(^{238}U^{18}O_2 - ^{235}U^{16}O_2) = 1,7$  кДж/моль или 0,85 %.

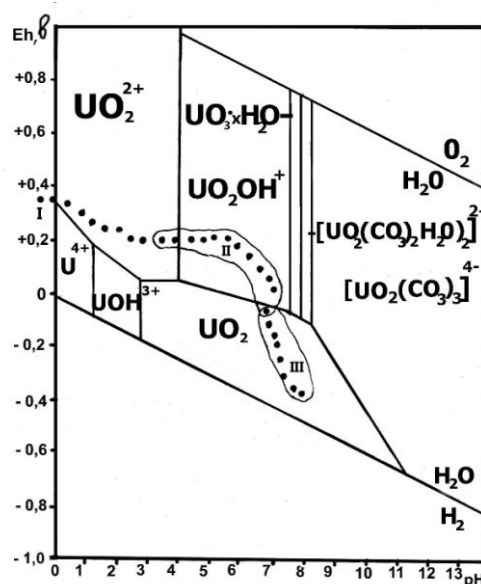
#### **Результаты экспериментов по фракционированию изотопов урана и легких элементов в водных растворах**

Существует немало практических задач для разработки технологий фракционирования изотопов. Одна из них – это разделение изотопов урана из урановой руды с обогащением фракции  $^{235}U$ . В альбитит-урановых позднепротерозойских рудах из многих месторождений Украинского щита значительно преобладает  $^{238}U$ , а содержание  $^{235}U$  составляет около 0,7 % с отношением  $^{238}U/^{235}U = 137,88$  [2-6].

Для получения обогащенного концентрата для ядерной энергетики с содержанием  $^{235}\text{U}$  около 2,5% обычно используют центрифугирование. Есть и другие технологии, в том числе использующие наличие у  $^{235}\text{U}$  магнитного спина. Возможно использование и других технологий, в частности, связанных с фракционированием изотопов урана при различных физико-химических условиях, например, при изменении окисленности и щелочности водного урансодержащего раствора, при изменении температуры опыта, а также при участии тяжелой воды. Ниже представлены результаты экспериментов по получению обогащенного концентрата  $^{235}\text{U}$  в водных растворах при изменении pH и Eh условий (рис. 2 - 5).

Для этих опытов использовалась урановая руда Мичуринского месторождения с содержанием  $^{235}\text{U}$  0,72 %, что отвечает соотношению изотопов урана  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$ .

Кроме того, проводилось измерение изотопного состава углерода и кислорода в урансодержащих осадках (рис. 6).

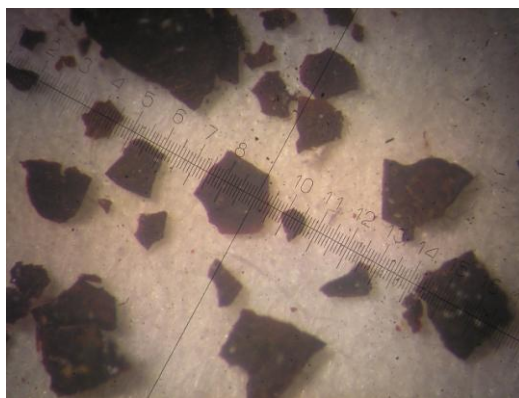


**Рис. 2.** Поля устойчивости оксида урана (уранинита) и ионов урана в карбонатных растворах [7-13], а также осадков гидросульфатов или гидрокарбонатов урана в серной или соляной кислоте при добавлении раствора соды.

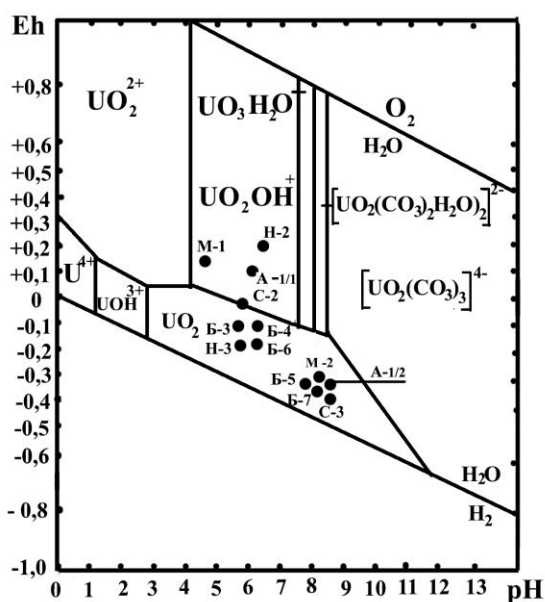
Поле I – устойчивость кислых исходных растворов урана без осадков. Поле II отвечает устойчивости желтых осадков гидроксидов с шестивалентным ураном при слабокислых (pH=3-7) и окислительных условиях (Eh от +200 до -80) (рис. 3, 5, 6) для образцов: Б-3; Б-4; Б-6; С-2, М-1, Н-2, А-1/1. Поле III отвечает устойчивости коричневого или черного уранинита с четырехвалентным ураном при слабощелочных (pH=7-9) и восстановительных условиях (Eh = от -50 до -360) для образцов: Б-5; Б-7; С-3, М-2, Н-3, А-1/2. (рис. 4 – 6)



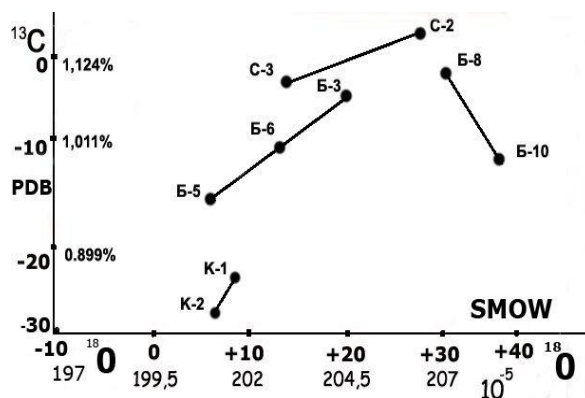
**Рис. 3.** Желтые осадки гидрокарбонатов и сульфатов, выпавшие из водных растворов при окислительных условиях экспериментов – обр. Б-3 (рис. 2, 5).



**Рис. 4.** Буро-черные уранинитовые осадки, выпавшие из водных растворов при восстановительных условиях экспериментов – обр. Б-5 (рис. 2, 5, 6).



**Рис. 5.** Условия образования урановых осадков на pH-Eh диаграмме при экспериментальном изотопном фракционировании в водных растворах.



**Рис. 6.** Фракционирование стабильных изотопов углерода ( $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ ) при химических реакциях урана в водных растворах.

Осадки гидросульфатов урана из раствора уранинита в серной кислоте в одном опыте *при окисленных условиях* были такие: – желтый осадок с рН от 2,5 до 7 и Eh=от +200 до -100 мВ (Б-3 и Б-4). *В восстановительных условиях* – черный осадок при значениях рН=7-9 и Eh = от -100 до -350 мВ (от Б-4 до Б-5) рис. 2-6. В другом опыте *при окислительных условиях*: – желтый осадок при значениях рН от 3,0 до 7,0 и Eh= +200 до -80 мВ (Б-6). *В восстановительных условиях*:– зеленовато-черный осадок при рН от 7 до 8,5 и Eh = от -80 до -350 мВ (Б-7). Б-7 близок к Б-5.

Осадки гидрокарбонатов урана из раствора уранинита в соляной кислоте: *в окислительных условиях* – зеленоватый осадок при рН от 2,0 до 6,3, Eh==200 до -50 мВ (С-2); *в восстановительных условиях*– буро-черный осадок при рН от 6,7 до 8,5 и Eh от -90 до -360 мВ (С-3).

Осадки из раствора урана в азотной кислоте: Б-8 – желтый осадок при рН=7,0 и Eh =+300 мВ; Б-10 – светложелтый при рН=9,2, Eh = +170 мВ. Определение изотопного состава кислорода и углерода проведено в лаборатории изотопной геохимии ГУ «ИГНС НАН Украины» Ю.Н. Демиховым.

Также экспериментально было определено изотопное фракционирование CO<sub>2</sub> при дыхании человека в разных условиях питания. Было взято 100 мл воды, в которой растворено 0,3 г Ca(OH)<sub>2</sub>. Через эту воду при выдыхании голодным человеком было пропущено около 3 л воздуха, содержащего 3-4 % CO<sub>2</sub>. При этом из раствора выпало 70 мг CaCO<sub>3</sub> (обр. К-1 на рис. 6). Второй опыт проведен с дыханием человека после еды. В этом случае при пропуске воздуха при выдыхании через раствор выпало 98 мг кальцита (обр. К-2 на рис. 6). Как видно на рис. 6, выдыхаемый воздух голодным человеком содержит более тяжелые изотопы углерода и кислорода, нежели при выдыхании сытым человеком.

Фракционирование изотопов кислорода и углерода происходит таким образом: в окисленных условиях осадки урана обогащаются тяжелыми изотопами (обр. Б-3 и С-2), а в восстановительных условиях обедняются ими (обр. Б-5 и С-3). Величина этого фракционирования составляет для изотопов углерода 6-10%, а для изотопов кислорода – 1,1-1,9 %. Голодный человек, по сравнению с состоянием сытости, при дыхании выделяет на 6% больше тяжелого изотопа углерода, чем легкого изотопа, а также выдыхает на 0,12% больше тяжелого изотопа кислорода, чем легкого (рис.6).

Видимо, у голодного человека процессы изотопного обмена более активны и он основательно освобождается от тяжелых изотопов, которые он принял при употреблении пищи. Вероятно, полезно поголодать и основательно освободить свой организм от тяжелых изотопов, которые являются для него вредными. В.И.Вернадский считал, что живые организмы стремятся к самоочищению от тяжелых изотопов [1]. Процессы обмена изотопами в живом организме определяются химическими реакциями между веществами [1, 8]. Например, реакция окисления углеводов с выделением углекислого газа:  $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  имеет большую отрицательную свободную энергию  $\Delta G_{298} = -480$  кДж/моль, т.е. она смещается вправо с выделением значительной энергии. Обогащенный тяжелыми изотопами (<sup>13</sup>C и <sup>18</sup>O) углекислый газ удаляет из живого организма при дыхании около 5-10% тяжелых изотопов по массе, обогащая организм легкими изотопами. По аналогичным реакциям в восстановительной среде живой организм избавляется также и от дейтерия. Например, по реакции окисления спирта:  $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH} + 3\text{O}_2 = 2\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$ , с  $\Delta G_{298} = -1100$  кДж/моль. Логично предположить, что чем здоровее организм человека и энергичнее в нем идут реакции окисления органических продуктов питания, тем основательнее из него выносятся тяжелые изотопы <sup>13</sup>C, <sup>18</sup>O и <sup>2</sup>H и происходит обогащение тканей организма легкими изотопами. В целом можно согласиться с прогнозом В.И.Вернадского о самоочищении живых организмов от тяжелых изотопов, хотя полного выноса тяжелых изотопов при этом не происходит [1, 8].

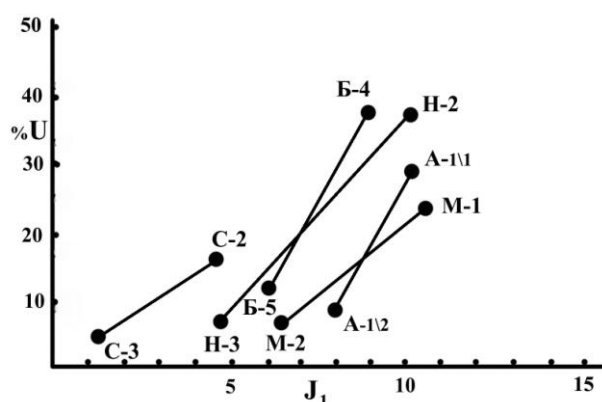
**Результаты экспериментального фракционирования урановых изотопов**

В окисленных осадках поля II (рис. 2, 4, 5) уран обогащен  $^{238}\text{U}$ , соотношение  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  максимально и составляет 137,7-138,2 (данные Л.М. Степанюка), что близко к содержанию 0,72%  $^{235}\text{U}$  в природной урановой руде. Восстановительные уранинитовые осадки поля III (рис. 2, 5), напротив, несколько *более* обогащены изотопом  $^{235}\text{U}$ , поскольку отношение  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  несколько меньше (около 136), что соответствует содержанию 0,74%  $^{235}\text{U}$  в уранинитовых осадках. Кроме того следовало бы проводить новые опыты с тяжелой и легкой водой, которые должны усилить фракционирование урановых изотопов.

Ниже приводятся другой вариант расчета содержания  $^{235}\text{U}$  в разных экспериментальных урановых осадках, где используется эффект пятикратного увеличения энергии бета-распада  $^{235}\text{U}$  по сравнению с энергией бета-распада  $^{238}\text{U}$  [7] (табл. 2; рис. 7).

**Таблица 2.** Результаты экспериментов по изотопному фракционированию урана в водных растворах при разных окислительных условиях (см. рис. 5). Содержание урана в осадках определялось аналитиком Дмитриевой Т.Ф.

№	Образец осадка	Кислота	pH	Eh	U, %	J <sub>1</sub> мг	J/U	$^{235}\text{U}$ % в обр.
1	С-2	НС1	6,3	-30	16,4	5,2	0,317	0,7
2	С-3	НС1	8,6	-340	1,37	1,3	0,95	2,1
3	М-1	НС1	4,7	+130	25,3	11,5	0,46	0,7
4	М-2	НС1	8,2	-300	7,6	6,5	0,855	1,34
5	Н-2	НС1	6,7	+240	38,5	15,8	0,41	0,7
6	Н-3	НС1	6,6	-170	7,2	5,0	0,69	1,2
7	Б-4	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	6,8	-80	39,0	9,3	0,24	0,7
8	Б-5	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	8,0	-320	12,0	6,0	0,5	2,5
9	А-1/1	НС1	6,5	+150	29,6	10,5	0,36	0,7
10	А-1/2	НС1	8,6	-310	9,6	7,5	0,83	1,7



**Рис. 7.** Соотношение между содержанием урана (%U) и интенсивностью бета-распада на 1 мг (J<sub>1</sub>) при экспериментальном изотопном фракционировании.



На основании этого соотношения определено процентное содержание  $^{235}\text{U}$  в уранинитовых осадках (табл. 2, рис. 7), которые отлагаются в восстановительных условиях ( $E_h = -300 - -370$  мВ). Надо отметить, что окислительных осадков отлагалось значительно больше (примерно в 5 раз), чем осадков в восстановительных условиях.

Расчеты содержания  $^{235}\text{U}\%$  производились по парам осадков в окислительной и восстановленной среде: С-2 и С-3, М-1 и М-2, Н-2 и Н-3, Б-4 и Б-5, А-1/1 и А-1/2. Исходя из % содержания  $^{235}\text{U}$  в уране окислительного осадка (ОО), которое близко к исходной руде (0,7%), содержание  $^{235}\text{U}\%$  в уране восстановленного осадка (ВО) рассчитывается по формуле:  $(J_1/U_{\text{ВО}}):(J_1/U_{\text{ОО}}) \times 0,7 = (^{235}\text{U}\%)_{\text{ВО}}$ .

Например, в восстановленном образце С-3 содержание  $^{235}\text{U}\%$  будет составлять:  $(0,95:0,317) \times 0,7 = 3,0 \times 0,7 = 2,1\%$ .

При проведении экспериментов по фракционированию изотопов урана моделируются процессы образования урановых месторождений, в том числе верхнепротерозойских альбит-уранинитовых и кайнозойских гидрогенных месторождений, генетические особенности которых близки и заключаются в инфильтрационном их генезисе [1,4,5,8,10,12,17,18]. Суть этого генезиса заключается в инфильтрации кислых и окисленных поверхностных вод, обогащенных ураном. Затем при инфильтрации этих урансодержащих вод на глубину, где уменьшается кислотность и окисленность подземных вод, уран выпадает в слабо кислотных и окислительных условиях (при  $\text{pH}=6-7$  и  $E_h$  от плюс 0,20 в до 0) выпадает часть урановых минералов (например, розерфордин), но основная часть уранинитовых руд отлагается в слабощелочных ( $\text{pH}=7-8$ ) и восстановительных ( $E_h$  минус 0,20-0,35 в) условиях (рис. 5).

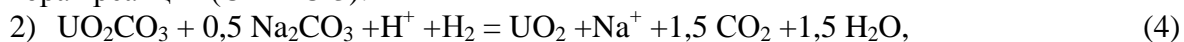
Это можно продемонстрировать сменой таких химических реакций, по которым в экспериментах из кислых урансодержащих водных растворов выпадают минералы урана при добавлении к ним раствора соды (рис. 5):

Первая реакция (С-1 – С-2):



$\Delta G_{298} = -115,6$  кДж/моль.

Вторая реакция (С-2 – С-3):



$\Delta G_{298} = -150,8$  кДж/моль.

В условиях проведения эксперимента при высокой окисленности образуется карбонат урана (розерфордин) по первой реакции и при этом осаждается около 80% всего урана, что отличается от природных условий образования уранинита. По второй реакции отлагается уранинит, который содержит не более, чем 15-20% урана в эксперименте. Видимо, надо усовершенствовать этот эксперимент путем увеличения условий восстановленности для более полного выпадения уранинита. При этом происходит некоторое фракционирование  $^{235}\text{U}$  и отношение  $^{235}\text{U}:^{238}\text{U}$  должно несколько уменьшаться по сравнению с рудой по первой реакции, и более заметно увеличиваться по второй реакции (табл. 2; рис. 7).

Такое изотопное фракционирование урана связано с термодинамикой разных изотопов. Например, для легких элементов, таких как водород (Н - D), углерод ( $^{12}\text{C}$  -  $^{13}\text{C}$ ), кислород ( $^{16}\text{O}$  -  $^{18}\text{O}$ ), происходит образование отдельных молекул тяжелых и легких изотопов [8]. Эти молекулы могут далее связываться в более сложные изотопные растворы, состав которых зависит от внешних условий. Как было показано для изотопов легких элементов (рис. 6), молекулы с тяжелыми изотопами образуются при более кислых и окислительных условиях, нежели молекулы с легкими изотопами. Подобное фракционирование характерно и для изотопов урана.  $^{238}\text{U}$  обогащаются осадки, выпадающие в условиях окислительной и кислой среды, а  $^{235}\text{U}$  – осадки в восстановительной и слабощелочной среде (табл. 2; рис. 5).

Видимо нужно продолжить эксперименты для изучения фракционирования изотопов урана с уменьшением массы осадков в окислительной среде, а с увеличением ее – в восстановительной среде. Для этого необходимо, прежде всего, увеличить

восстановленность среды, например, добавлением в водный раствор металлического железа, либо проводить эксперимент в более восстановленной газовой среде (возможно в атмосфере метана). Также возможны и иные варианты.

Обсуждаемые технологии обогащения природного уранового изотопного раствора  $^{235}\text{U}$  путем использования термодинамики фракционирования изотопов урана и других элементов в водных растворах достаточно перспективны и их разработку следует продолжать как в теоретическом, так и практическом плане.

Оценено количественно фракционирование разных изотопов и показана возможность практического использования этих данных для разработки технологии обогащения урановых руд изотопом  $^{235}\text{U}$ , чему способствуют увеличение восстановленности, щелочности и уменьшение температуры при изотопном фракционировании и осаждении уранинита из водных урансодержащих растворов, а также участие в последних легких изотопов веществ. Проведенные исследования подтверждают представления об инфильтрационном генезисе позднепротерозойских альбит-уранинитовых и фанерозойских гидрогенных урановых месторождений.

### Выводы

Дано термодинамическое и экспериментальное обоснование фракционирования изотопов урана и легких элементов в водных растворах и рассмотрена возможность использования этих данных для разработки технологии обогащения урановых руд изотопом  $^{235}\text{U}$ . Процесс фракционирования зависит от изотопного состава системы, поскольку тяжелые изотопы более термодинамически активны по сравнению с легкими изотопами тех же элементов, имеют большую отрицательную свободную энергию и энтальпию образования и потому стремятся образовать молекулы с тяжелыми изотопами. Оценены количественно термодинамические свойства этих молекул.

Изложены результаты экспериментов по фракционированию изотопов урана и легких элементов в водных растворах и дано термодинамическое обоснование этому фракционированию при реакциях минералообразования в разных условиях кислотности и восстановленности среды. Оценено количественно фракционирование разных изотопов и показана возможность практического использования этих данных для разработки технологии обогащения урановых руд изотопом  $^{235}\text{U}$ , чему способствуют увеличение восстановленности, щелочности и уменьшение температуры при изотопном фракционировании и осаждении уранинита из водных урансодержащих растворов, а также участие в последних легких изотопов веществ. Проведенные исследования также подтверждают представления об инфильтрационном генезисе позднепротерозойских альбит-уранинитовых и фанерозойских гидрогенных урановых месторождений.

Эти исследования достаточно перспективны и их следует продолжить как в теоретическом, так и практическом плане.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Белевцев Р.Я.* В.И.Вернадский о геохимии окружающей среды // Збірник наукових праць. Інститут геохімії навколишнього середовища, вип. 22, Київ, 2013. с. 113-123.
2. *Соботович Э.В.* Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982.- 240 с.
3. *Тейлор Х.П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблеме гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. - с. 213-295.
4. *Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х.* и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. - Киев: Наук.думка, 1995. - 396 с.
5. *Фомин Ю.А.* Изотопный состав компонентов флюидных включений в месторождениях золота и урана докембрия Украинского щита // Зб. наук. праць ИГНС, вип. 20, 2012. – с. 11-29.

6. *Полинг Л.* Общая химия. – М.: Мир, 1974. – 846 с.
7. *Бекман И.Н.* Уран. Учебное пособие. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, кафедра радиохимии, Москва, 2009, 300 с.
8. *Белевцев Р.Я.* О термодинамическом анализе изотопного обмена в воде гидросферы и земной коры // Доповіді НАН України, 9, 2013. – с. 108-113.
9. Термодинамические свойства индивидуальных веществ (Отв. ред. Глушко В.П. ). М.: «Наука», т.1, кн.2, 1978. - 327.
10. *Белевцев Р.Я., Бойченко С.Г., Спивак С.Д. и др.* Термодинамика газового обмена в окружающей среде. Киев: Наук. Думка, 2007. - 247 с.
11. *Белевцев Р.Я., С.В.Бухарев, Г.Д.Коломиец.* Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита // Мин. журнал, т. 22, № 2/3, 2000. – с.118-131.
12. *Белевцев Р.Я.* Происхождение и эволюция внешних геосфер: газовой атмосферы, кислого океана, свободного атмосферного кислорода и возникновение жизни // Доповіді НАНУ, № 12, 2011. – с. 83-90.
13. *Дроздовская А.А., Мельник Ю.П.* Некоторые термодинамические данные об устойчивости уранинитов переменного состава в гипергенных условиях // Атомная энергия, т.21, вып. 6, 1966, - с. 483-492.
14. *Дроздовская А.А., Мельник Ю.П.* Термодинамический анализ устойчивости окислов урана в низкотемпературных карбонатных водах // Атомная энергия, т.22, вып. 5, 1967, - с. 401-422.
15. *Дроздовская А.А., Мельник Ю.П.* Термодинамический анализ миграции урана в гипергенных сульфатных водах // Атомная энергия, т.22, вып. 5, 1967, - с. 423-439.
16. *Карпов И. К., С.А.Кашик, В.Д.Пампура.* Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. – М.: Наука, 1968. – 143 с.
17. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдасов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. – М.: Наука, 1990. – 182 с.
18. *Рыбалов Б.Л., Омеляненко Б.И.* Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. – М.: Наука, 1989. – 275 с.

## REFERENCES

1. *R. Belevtsev, V. Vernadskiy* o geohimii okruzhaushchey sredy [About environmental geochemistry] // Collected Works. Institute of Environmental Geochemistry. Edit. 22, Kyiv, 2013. p. 113-123 [in Ukrainian]
2. *E. Sobotovich* Spravochnik po izotopnoy geohimii [Reference Isotope Geochemistry] М. Energoizdat, 1982. - p. 240 [in Russian]
3. *H. Taylor* Primenenie izotopii kisloroda i vodoroda k probleme hidrotermalnogo izmenenia vmeshchaushchih porod i rudoobrazovanie [Application of oxygen and hydrogen isotopes to the problem of hydrothermal alteration of host rocks and mineralization] // Stable isotopes and problems of ore formation. М.: Mir, 1977. – p. 213-295 [in Russian]
4. *Ya. Belevtsev, V. Koval, A. Bakarzhiev* etc. Geneticheskie tipy i zakonomernosti razmeshcheniya uranovykh mestorozhdeniy Ukrainy [Genetic types and patterns of distribution of uranium deposits in Ukraine] – Kiev: Nauk.dumka, 1995. – p.396 [in Russian]
5. *Y.A. Fomin* Izotopnyi sostav komponentov fluidnykh vklucheniy v mestorozhdeniyah zolota i urana dokembriya Ukrainskoho shchita [Genetic types and patterns of distribution of uranium deposits in Ukrainian shield] // Collected Works IGNS, edit. 20, 2012. – p. 11-29. [in Russian]
6. *L. Poling* Obshchaya himiya [General Chemistry] – М.: Mir, 1974. – p. 846 . [in Russian]
7. *I. Bekman* Uran. Uchebnoe posobie [ Uranium. Textbook] Moscow State University of M.V. Lomonosov , Department of Radiochemistry. Moscow, 2009,- p. 300 [in Russian]
8. *R. Belevtsev* O termodinamicheskom analize izotopnogo obmena v vode hidrosfery i zemnoy kory[About thermodynamic analysis of isotope exchange in the water of the hydrosphere and the earth's crust]// Reports NAN of Ukraine, 9, 2013.– p.108-113 [in Ukrainian]
9. Термодинамические свойства индивидуальных веществ [Thermodynamic properties of individual substances] (Responsible edit. *Hlushko V.P.*) М.: «Наука», vol. 1, book 2, 1978. - p.327 [in Russian]

10. R. Belevtsev, S. Boichenko, S. Spivak etc. Termodinamika gazovogo obmena v okruzhaushchey srede: monografia [ Thermodynamics gas exchange in the environment] / Belevtsev R.Y., Boichenko S.G., Spivak S.D. – Kiev: Naukova dumka, 2007 - 247s. [in Russian]
11. R. Belevtsev, S. Buharev, G. Kolomiets. Kontseptsiya plutonicheskogo formirovaniya kontinentalnoy zemnoy kory Ukrainskogo shchita [The conception of plutonic formation of continental crust of the Ukrainian shield] // Miner. Journal , vol. 22, #2/3, 2000. – p. 118-131. [in Russian]
12. R. Belevtsev Proishozhdeniya i evolutsia vneshnih geosfer: gazovodnoy atmosfery, kislogo okeana, svobodnogo atmosfernogo kisloroda i vozniknoveniya zhizni [Origin and Evolution of External Geospheres: vapor atmosphere, acidic ocean, free of atmospheric oxygen and the origin of life] // Reports NANU, #12, 2011. – p. 83-90 [in Russian]
13. A. Drozdovskaya, Yu. Melnik. Nekotorye termodinamicheskie dannye ob ustoichivosti uranitov peremennogo sostava v hiperhenicheskikh usloviyakh [Some thermodynamic data on the stability of uraninite variable composition in supergene conditions] Nuclear energy, vol. 21, edit. 6, 1966, - p. 483-492. [in Russian]
14. A. Drozdovskaya, Yu. Melnik Termodinamicheskiy analiz ustoichivosti okislov urana v nizkoterperaturnykh karbonatnykh vodakh [A thermodynamics analysis of stability of oxides of uranium in low temperature carbonate waters] // Nuclear energy, vol. 22, edit. 5, 1967, - p. 401-422. [in Russian]  
vol. 19, edit. 5 – p. 85-100. [in Russian].
15. A. Drozdovskaya, Yu. Melnik Termodinamicheskiy analiz migratsii urana v gipergenikh sulfatnykh vodakh [Thermodynamic analysis of migration uranium in supergene sulfate waters] // Nuclear energy, vol., т.22, . edit. 5, 1967, - p. 423-439.
16. S. Klark Rastvorimost [Solubility ] // Spravochnik fizicheskikh constant gornykh porod. “Mir”, M., 1969. – p. 385-404. [in Russian]
17. A. Ronov, A. Yaroshevskiy, A. Migdasov. Khimicheskoe stroenie zemnoy kory I geohimicheskiy balans glavnykh elementov [The chemical structure of the crust and the geochemical balance of the main elements] – M.: Nauka, 1990. – p. 182 [in Russian]
18. B. Rybalo., B. Omelyanenko. Istochniki rudnogo veshchestva endogennykh uranovykh mestorozhdeniy [Sources of ore substance uranium occurrence]. – M.: Nauka, 1989. – p. 275 [in Russian].

## ПРО ТЕРМОДИНАМІКУ ФРАКЦІОНУВАННЯ ІЗОТОПІВ УРАНУ ТА ЛЕГКИХ ЕЛЕМЕНТІВ У ВОДНИХ РОЗЧИНАХ

**Белєвцев Р.Я., Блажко В.І., Лазаренко О.Є., Мельниченко Б.Ф., Ніколаєнко В.І., Співак С.Д., Степанюк Л.М., Терещенко С.І.**

Белєвцев Р.Я. д. г-м. н., зав.від., професор, член-кор. НАН України, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [belevtsev@ukr.net](mailto:belevtsev@ukr.net).

Блажко В.І. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

Лазаренко О.Є. ст. н. с., к. г-м. н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

Мельниченко Б.Ф. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

Ніколаєнко В.І. ст. н. с., к. г-м. н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

Співак С.Д. пров. н. с., к. г. н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

Степанюк Л.М. д. г-м. н., член-кор. НАН України, заст. директора Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України,

Терещенко С.І., ст. н. с., к. г-м. н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

*В роботі надано термодинамічне та експериментальне обґрунтування фракціонування ізотопів урану і легких елементів у водних розчинах та розглянута можливість використання цих даних для розробки технології збагачення уранових руд ізотопом  $^{235}\text{U}$ . Фракціонування залежить від їх ізотопного складу, оскільки важкі ізотопи більш термодинамічно активні порівняно з легкими ізотопами тих же елементів, мають більшу від'ємну вільну енергію та ентальпію утворення і тому прагнуть утворити молекули з важкими ізотопами. Оцінено кількісно термодинамічні властивості цих молекул. Викладено результати експериментів по фракціонуванню ізотопів урану і легких*

елементів у водних розчинах та надано термодинамічне обґрунтування цього ефекту при реакціях мінералоутворення в різних умовах кислотності та відновленості середовища. Оцінені кількісно фракціювання різних ізотопів і показана можливість практичного використання цих даних для розробки технології збагачення уранових руд ізотопом  $^{235}\text{U}$ , чому сприяє зростання відновленості, лужності та зменшення температури при ізотопному фракціюванні та осаждення уранініту з водних урановмісних розчинів, а також участь в них легких ізотопів речовин. Вони також підтверджують гіпотезу про інфільтраційний генезис пізньопротерозойських альбіт-уранінітових та фанерозойських гідrogenних уранових родовищ.

**Ключові слова:** уран, термодинаміка, фракціювання ізотопів, експерименти, водний розчин, кисло-відновленні умови, технологія збагачення урану.

## ABOUT THERMODYNAMICS ISOTOPE FRACTIONATION URANIUM AND LIGHT ELEMENTS IN WATER SOLUTIONS

**R. Belevtsev, V. Blazhko, E. Lazarenko, B. Melnichenko, V. Nikolaenko, S. Spivak, L. Stepanyuk, S. Tereshchenko**

**R. Belevtsev** - D.Sc. (Geol.-Min.), Head of Department, Professor, Cor. Member NASU, SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine», [belevtsev@ukr.net](mailto:belevtsev@ukr.net).

**V. Blazhko** Researcher, SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»

**E. Lasarenko** Senior Researcher, D.Sc. (Geol.-Min.), SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»

**B. Melnichenko** - Researcher, SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»

**V. Nikolaenko** Senior Researcher, D.Sc. (Geol.-Min.), SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»

**S. Spivak** Principal Researcher, D.Sc. (Geol.-Min.), SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»

**L. Stepanyuk** - D.Sc. (Geol.-Min.), Cor. Member NASU, Deputy Director of the Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of M.P. Semenenko NAS of Ukraine

**S. Tereshchenko** - Senior Researcher, D.Sc. (Geol.-Min.), SI «Institute of Environmental Geochemistry NAS of Ukraine»

*An article thermodynamic and experimental study of uranium isotopes and the fractionation of light elements in aqueous solutions provided and considered the use of these data to develop the technology of enrichment uranium isotope  $^{235}\text{U}$ . This fractionation depends on their isotopic composition, because heavy isotopes thermodynamically more active compared to isotopes mild those same elements have greater negative free energy and enthalpy of formation and therefore, tend to form molecules with heavy isotopes. Quantitative thermodynamic properties of these molecules were estimated. The results of experiments on the fractionation of isotopes of uranium and light elements in aqueous solutions and thermodynamic substantiation and their affect in mineral reactions in different conditions of acidity and restoration of environment were provided. Fractionation of quantitatively different isotopes and the possibility of practical use of these data to develop the technology of enrichment uranium isotope  $^{235}\text{U}$ , which contribute to the growth of recovery, alkalinity and reduce temperature in isotopic faction and sedimentation of pitchblende from aqueous uranium contented solution was estimated as well. These studies are very promising and they must be developed in theoretical and practical way. They also confirm the idea of infiltration genesis of late albite-Proterozoic and Phanerozoic pitchblende hydrogen uranium deposits.*

**Key words:** uranium, thermodynamics, fractionation isotopes experiments, aqueous solution, acid recovery provided uranium enrichment technology.

УДК 631.442.4:541.64:621.763

## ГЛИНОПОЛІМЕРНІ КОМПОЗИТИ З ТРИВАЛИМ ІНДУКЦІЙНИМ ПЕРІОДОМ ПОЛІМЕРИЗАЦІЇ

**Федоренко Ю.Г., Розко А.М.**

**Федоренко Ю.Г.** н.с. б/с, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,

**Розко А.М.** к. геол. н., ст. н. с., Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України ім. М.П. Семененка, al.rozko@gmail.com

*У статті обґрунтовано спосіб збільшення тривалості індукційного періоду полімеризації глинополімерних композитів, який полягає у використанні явища зміни заряду поверхні бентонітових (монтмориллонітових) кристалітів при збільшенні кількості кальцинованої соди у сумішах для полімеризації композитів. Доведено, що при кількості соди більше 10% від маси бентоніту у суміші з акрилатом натрію, персульфатом амонію та N, N'-метиленбісакриламідом поступово, створюються умови для полімеризації композитів без додавання у суміш традиційних відновників: тіосульфату натрію або аскорбінової кислоти. Експериментально встановлено, що під час індукційного періоду статична напруга зсуву збільшується всього у декілька разів, у той час як після полімеризації вона збільшується у сотні разів. Наведено склад композитів та вивчені їх властивості, зокрема одновісний тиск, що створюється при набуханні у воді, та водонепроникність при градієнті напору близько 22. Встановлено, що при набуханні глинополімерні композити утворюють тиск від 43 до 56 кПа в залежності від кількості наповнювача – піску. Синтезовано композити, що мають коефіцієнт фільтрації порядку  $10^{-10}$  м/с, ступінь набухання від 8 до 300 г/г, індукційний період полімеризації від 20 хвилин до 5 ÷ 6 годин.*

**Ключові слова:** глинополімерні композити, індукційний період полімеризації, набухання, водонепроникнення.

### Вступ

Глинополімерні матеріали: композити, нанокомпозити занурення та нанокомпозити розшарування мають властивості, багато з яких практично не притаманні глинам. Наприклад, ступінь вільного набухання нанокомпозитів занурення у воді може досягати більше 1000 г/г [1]. Глинополімерні матеріали мають більш високі показники статичної напруги зсуву й модуля пружності (Юнга), водостійкості, здатності набухати у сольових розчинах та сорбції радіонуклідів. Ці та інші властивості композитів обумовлюють постійний інтерес до них. Все частіше на ринку з'являються гідроізолюючі матеріали на глинополімерній основі: Кавеласт, Натлен – 1, Натлен – 2, ИзоРиФ – 9, Тризопласт та інші [2]. Перелічені вище матеріали, що містять в основному бентонітову глину та лінійний поліакриламід, застосовуються у вигляді порошків або паст, які отримують з порошків шляхом змішування з водою до пастоподібного стану.

Відомо, що лінійні полімери й сополімери на основі акриламідів й акрилатів, що входять до складу композитів (Кавеласт, Натлен та інші), є водорозчинними. Це значно обмежує їх застосування в гідроізолюючих робочих сумішах.

Більш перспективними вважаються композити, в яких об'ємна (просторова) полімеризація відбувається на місці застосування [3]. Можна відзначити, що відомостей про композити, в яких полімеризація відбувається через певний час після об'єднання всіх компонентів в робочу суміш, майже немає.

При виконанні робіт по закріпленню ґрунтів було використано композит, що містить акрилат кальцію [4]. Для створення тривалого індукційного періоду в суміш додавалась спеціальна сповільнююча домішка, склад якої автори не розкривають.

Просторово зшиті композити на основі полімерів для практичного застосування повинні зберігати деякий час пастоподібну консистенцію, щоб тільки після виконання всіх запланованих операцій відбулася полімеризація, тобто реакція полімеризації повинна мати тривалий індукційний період.

Існує багато способів полімеризації акриламідів й акрилатів: термopolімеризація, радіаційна полімеризація, фотополімеризація тощо [5]. Проте для практичного застосування в широкому плані перелічені способи є складними у виконанні та рідко використовуються [6].

Найбільш перспективним є спосіб вільно-радикальної полімеризації, при якому в робочу суміш, що складається з глинистого порошку, акриламідів або акрилатів лужних металів, води, окисника (персульфату амонію), зшивача ( $N, N'$  – метиленбісакриламід), додається відновник (тіосульфат натрію, аскорбінова кислота та ін.). При полімеризації глинисті частинки вбудовуються в об'ємну полімерну сітку [7, 8]. До недоліків синтезованих таким способом композитів відноситься застосування токсичного акриламідів й складність самого процесу полімеризації. Явно визначеного індукційного періоду при цьому способі не спостерігається.

Подібна ситуація виникає й в інших випадках проведення вільно-радикальної полімеризації. Якщо в робочій суміші з відновником змішуються одночасно всі компоненти композита, то реакція полімеризації, враховуючи каталітичні властивості поверхні глинистих кристалітів, починається через 0,5-10 хвилин в залежності від концентрації окисника й відновника. В результаті реакції пастоподібний зразок швидко стає гумоподібним й використовувати такий композит для проведення наприклад гідроізолюючих робіт складно. Якщо зменшити кількість відновника, то процес полімеризації уповільнюється, але полімеризуються лише окремі фрагменти композиту. При подальшому зменшенні полімеризація практично зупиняється, композит не набуває водостійкості.

Метою досліджень в даній роботі було розробити спосіб збільшення індукційного періоду, отримати композити з тривалим індукційним періодом полімеризації та вивчити їх властивості.

### Результати та їх обговорення.

При виконанні роботи були враховані особливості будови поверхні мінеральних частинок (кристалітів), що входять до складу композитів, зокрема активні центри, що існують на поверхні частинок і впливають на полімеризацію полімерної компоненти композитів. Було встановлено, що частинки бентоніту найбільше підвищують температуру полімеризації та збільшують ступінь набухання композитів (табл. 1).

Вплив мінеральних частинок на полімеризацію відбувається завдяки активним центрам на їх поверхні. Наприклад відомо, що до складу бентоніту у значній кількості (до 95%) входить шаруватий мінерал монтморилоніт, у кристалічній будові якого спостерігається заміна атомів  $Si^{4+}$  на  $Al^{3+}$  та  $Fe^{3+}$  в тетраедричному шарі і в октаедричному шарі  $Al^{3+}$  на  $Fe^{3+}$  та  $Mg^{2+}$ , внаслідок чого поверхня частинок набуває від'ємного заряду, який компенсується зарядами  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  чи  $Na^{+}$ . До цих активних центрів додаються обірвані зв'язки на бокових поверхнях кристалітів, поверхневі ОН групи, координаційно пов'язані молекули  $H_2O$  та інші активні центри [9].



**Таблиця 1.** Вплив різних мінералів на полімеризацію акрилату натрію

Речовина	Максимальна температура полімеризації, °С	Ступінь набухання у воді, г/г*
Акрилат натрію	61	83,4
Цеоліт	74	119,5
Палигорськіт	84	90,9
Бентоніт	89	168,6

\*Ступінь набухання у воді визначалась за відомою формулою (1):

$$\eta = \frac{m_{\text{кінц.}} - m_{\text{поч.}}}{m_{\text{поч.}}}, \quad (1)$$

де  $m_{\text{поч.}}$  – початкова маса зразка;  $m_{\text{кінц.}}$  – маса зразка після набухання.

Відомо також, що для поліпшення набухання бентоніту у бурових розчинах до його водної суспензії додають кальциновану соду у розрахунку 3,5% від маси бентоніту. У суспензії катіони  $\text{Na}^+$  заміщують в міжшаровому просторі катіони  $\text{Ca}^{2+}$  або  $\text{Mg}^{2+}$ , бентоніт переходить в так звану Na-форму

Якщо кількість луку збільшити, то на поверхні частинок, що мають в звичайних умовах негативний заряд, який обумовлений активними центрами різної природи [9, 10], з'являються ділянки (зони) з додатковим позитивним зарядом. Внаслідок взаємодії різнойменно заряджених частинок (ділянок) відбувається коагуляція водної суспензії бентоніту, ступінь набухання глини різко зменшується.

При вивченні цього явища було встановлено, що в суспензії з підвищенням кількості луку створюються окисно-відновні умови, за яких може відбуватись синтез композитів. В цих умовах молекули акриламідів або акрилатів лужних металів при наявності окисника й зшивача полімерних ланцюгів можуть полімеризуватись в тривимірну водостійку полімерну сітку, перетворюючи пастоподібну суспензію в гумоподібну масу [11].

Час зміни заряду поверхні частинок (індукційний період) залежить від багатьох чинників (кількості луку та води в робочій суміші, температури та інших) і триває від 20 хвилин до 5÷8 годин.

Експериментально встановлено, що тривалість індукційного періоду суттєво збільшується при додаванні соди у кількості більше 10 % від маси бентоніту. Для прикладу наведемо послідовність вивчення властивостей композиту (зразок 1), який складався у відсотковому співвідношенні з таких компонентів:

бентоніт – 44,6  
сода кальцинована – 5,0  
акрилат натрію – 18,2  
персульфат амонію – 0,4  
N, N' – метиленбісакриламід – 0,3  
вода – 31,5

Після змішування компонентів суміші проводили вимірювання статичної напружки зсуву. Для цього чотири наважки по 0,1 г розміщували по кутам скляної пластини розміром 10 см x 10см. Зверху на зразки встановлювалась така ж пластина. Разом з вантажем її маса складала 100 г. Розрахунок проводився за формулою 2:

$$\xi = \frac{11920}{d^5}, \quad (2)$$



де  $\xi$  – статична напруга зсуву,  $\text{г}/(\text{см}\cdot\text{с}^2)$ ;  $d$  – середній діаметр дисків, що утворюються при навантаженні на зразки. Результати наведено в табл. 2

**Таблиця 2.** Величина статичної напруги зсуву в залежності від тривалості експерименту.

Тривалість експерименту, хв.	0	20	40	60	80	90	100	105	110
Статична напруга зсуву, $\text{г}/(\text{см}\cdot\text{с}^2) \times 10^3$	0,9	0,98	1,04	1,6	2,4	3,9	3,9	189	290
Стан зразка	пластичний						пружний		

З таблиці видно, що приблизно перші 100 хвилин зразок залишався пастоподібним. За цей час (індукційний період) спостерігається невелике (в декілька разів) підвищення статичної напруги зсуву, що ймовірно пов'язано як з взаємодією глинистих частинок з різним зарядом на їх поверхні, так і появою продуктів вилугування.

Після завершення індукційного періоду в наступні 10-15 хвилин відбувалась полімеризація суміші. Остання нагрілась, статична напруга зсуву зросла в сотні разів, суміш стала гумоподібною й водостійкою, крім того з'явилась властивість набухання у воді та сольових водних розчинах.

Якщо розглядати глинополімерні композити з тривалим індукційним періодом полімеризації як перспективні матеріали для виконання різного виду гідроізолюючих робіт, то найбільшу увагу слід звертати на такі важливі властивості, як тиск, що створюють композити на стінки об'єктів (глибоких щілин і тріщин, стиків між бетонними блоками та панелями траншей і т. і.) при набуханні, а також водопроникність, яка оцінюється за коефіцієнтом фільтрації. Для вивчення цих властивостей були синтезовані композити наступного складу.

**Таблиця 3.** Склад зразків для визначення тиску набухання

Компоненти	Номери, та склад зразків, %		
	2	3	4
Бентоніт	42,7	29,7	17,7
Сода кальцинована	6,6	4,6	2,8
Акрилат натрію	17,4	12,1	7,2
Персульфат амонію	0,3	0,2	0,1
N, N' – метиленбісакриламід	0,2	0,1	0,1
Пісок	-	31,0	55,3
Вода	32,8	22,2	16,9

У всіх випадках тривалість індукційного періоду полімеризації складала близько 2 годин. Зразки мали форму дисків діаметром 3,3 см і товщиною 0,3 см.

Для проведення дослідів зразки розміщувались в кюветі з отворами у дні та стінках, зверху встановлювалась пластина, зв'язана з місурою (прилад для вимірювання малих переміщень)

та підставкою для наважок [12]. У кювету заливалась вода, а на підставку встановлювались вантажі різної маси

**Таблиця 4.** Максимальний тиск набухання зразків, кПа

Номери зразків	Тиск набухання
2	55,9
3	44,7
4	43,3

Зі шкали індикатору знімалися показники збільшення товщини зразка, що набухає, в залежності від тривалості досліду та маси вантажу. З часом наступала рівновага між тиском вантажу та тиском набухання зразка. Екстраполюючи масу вантажів на нульовий приріст товщини, були визначені максимальні значення тиску набухання зразків з початковою вологістю 34 %. Він складав 55,9 кПа; домішка 55,3 % піску знизила максимальний тиск набухання до 43,3 кПа (табл. 4).

Важливою характеристикою композитів з тривалим індукційним періодом полімеризації є водопроникність, низькі значення якої є основою успішного проведення гідроізоляційних робіт. Вивчення водопроникності проводилось за градієнтом напору близько 22. Зразки у пастоподібному стані розміщувались у спеціальному пристрої для визначення коефіцієнта фільтрації. Через деякий час відбувалась полімеризація. Після її завершення до зразка знизу надходила вода під тиском. Водопроникність визначалась після виходу на режим фільтрації. Розрахунки показали, що за наведеними умовами коефіцієнт фільтрації має порядок  $10^{-10}$  м/с.

Проведені дослідження дозволили, отримати композити з тривалим індукційним періодом, що мали такі характеристики:

- тривалість індукційного періоду полімеризації від 20 хвилин до 5 ÷ 8 годин;
- ступінь вільного набухання у воді від 8 г/г до 300 г/г й вище;
- ступінь лінійного подовження зразків при набуханні до 300 %;
- ступінь усихання не більше 5 %;
- пористість сухих зразків менше 0,6 %;
- коефіцієнт фільтрації порядку  $10^{-10}$  м/с;
- максимальний одновісний тиск набухання від 45 кПа до 56 кПа;
- модуль Юнга від  $0,3 \cdot 10^6$  Н/м<sup>2</sup> до  $3 \cdot 10^6$  Н/м<sup>2</sup>;
- водопоглинання в атмосфері насичених парів при 15°C – до 40 % від маси зразка.

Широкий діапазон фізико-хімічних властивостей одержаних глинополімерних композитів з тривалим індукційним періодом полімеризації визначає перспективність їхнього практичного застосування при виконанні конкретних робіт в галузі екологічної безпеки.

## Висновки

- Глинополімерні композити з тривалим індукційним періодом реакції полімеризації за рахунок збільшення кількості луку являють собою нові матеріали з широким діапазоном фізико-хімічних властивостей, які можуть знайти практичне застосування при виконанні робіт по усуненню наслідків технічних та природних пошкоджень деяких конструкцій з бетонних плит та панелей, при тампонуванні свердловин, створенні гідроізолюючих та активно фільтруючих бар'єрів та екранів.

- Подальші дослідження мають бути спрямовані на оптимізацію складу композитів для виконання конкретних робіт зокрема при знижених плюсових температурах, в умовах забруднення радіонуклідами та важкими металами, при контакті з сольовими розчинами тощо, а також на з'ясування тривалості зберігання композитами означених вище властивостей в умовах впливу атмосферних чи техногенних чинників.

## ЛІТЕРАТУРА

1. *Junping Zhang, Ruilfeng Liu, An Li, Aigin Wang* Preparation, swelling behaviors and application of polyacrylamide/ attapulgite superabsorbent composites. *Polymer for advanced technologies*. 2006, 17: – pp. 12 – 19.
2. Григорян С.С., Гулакян К.А., Шахназаров А.А. Способ получения полимерминерального композита. А.С. СССР №1707052 А1. Бюл. №3. 23. 01.92.
3. Шамановская Н.В. «Грушевка» - «Михайлово»: решение найдено!, Минск: «РОБТ», № 7, 2012 – С. 3 – 6.
4. Ржаницын Б.А. Химическое закрепление грунтов в строительстве. М.: Стройиздат, 1986. – 264 с.
5. Полиакриламид / Л.И. Абрамова, Т.А. Байбурдов, Э.П. Григорян и др. Под ред. В.Ф. Куренкова – М.: Химия, 1992, – 192 с.
6. *X.F Song, J.F. Wei, T. SH. He* A method to repair concrete leakage through cracks by synthesizing super – absorbent resin in situ // *Cement and Concrete Research*, 42, 2012, – pp. 865 – 873.
7. Евсикова О.В., Стародубцев С.Г., Хохлов А.Р. Синтез, набухание и адсорбционные свойства композитов на основе полиакриламидного геля и бентонита натрия // *Высокомолекулярные соединения, Серия А*, 2002, **44**, № 5, – С. 802 – 808.
8. Федоренко Ю.Г., Розко А.Н., Туронко О.Ч., Дяченко Е.В. Нанокompозиты внедрения с высоким содержанием минеральной компоненты // *Український мінералогічний журнал* **32**, № 4, 2010, – С. 34 – 40.
9. Васильев Н.Г., Гончарук В.В. Природные сорбенты: свойства и реакционная способность – К.: Наукова Думка, 1992. – 176 С.
10. Тарасевич Ю.И. Строение и химия поверхности слоистых силикатов. – Киев: Наук. думка, 1988. – 248 с.
11. Федоренко Ю.Г., Розко А.М., Туронко О.Ч., Мазер Є.О. Спосіб формування тривалого індукційного періоду полімеризації Патент № 90732. Бюл. № 11. 10.06.2014.
12. Федоренко Ю.Г., Задвернюк Г.П., Павлышин Г.П. Набухание глинополимерных нанокompозитов под давлением// *Техногенно – екологічна безпека та цивільний захист*. Київ – Кременчук. – 2012, Випуск 4. – С. 142-147.

## REFERENCES

1. *Junping Zhang*, Preparation, swelling behaviors and application of polyacrylamide attapulgite superabsorbent composites / *Junping Zhang, Ruilfeng Liu, An Li, Aigin Wang* // *Polymer for advanced technologies*. 2006, 17: – P. 12 – 19.
2. *S. Grigorian, K. Gulakian & A. Shaxnazarov* Sposob poluchenia polimineralnogo kompozita. [Mineral-polymer composite production method] / A.S SSSR №1707052 A1. Bul. №3. 23. 01.92. [in Russian]
3. *N. Shamanovskaia* «Grushovka» - «Mixailovo»: reshenie naideno! / Minsk: «ROBT» [ «Myhailovo»: solution found!, Minsk: «ROBT»], № 7, 2012 – P. 3 – 6. [in Russian]
4. *B. Rzhantsin* Khimicheskoe zakreplenie gruntov v stroitelstve. [Chemical tightening of soils in construction] М.: Stroiizdat, 1986. – 264 с. [in Russian]
5. *L. Abramova, T. Bayburov & E. Grigorian* Poliakrilamid [Poliakrilamid]. - М.: Ximii, 1992, – 192 p. [in Russian]
6. *X. Song, J. Wei, T. SH* A method to repair concrete leakage through cracks by synthesizing super – absorbent resin in situ *Cement and Concrete Research*, 42, 2012, – P. 865 – 873.
7. *O. Evsikova, S. Starodubtsev, A. Khokhlov* Sintez, nabuxanie i adsorbtsionnye svoistva kompozitov na osnove poliakrilamidnogo gelia i bentonita natria [Synthesis, swelling and adsorption properties of composites based on polyacrylamide gel and sodium bentonite] *Vysokomolekuliarnie soedinenia, Seria A*, 2002, **44**, № 5, – P. 802 – 808. [in Russian]
8. *Yu. Fedorenko, A. Rozko, O. Turonok, E. Diachenko* Nanokompозиты vnedrenia s vysokim soderzhaniem mineralnoy komponenty [Intrusion nanocomposites with high content of the mineral component] *Ukrainskiy mineralogichny zhurnal* **32**, № 4, 2010, – P. 34 – 40. [in Russian]
9. *N. Vasil'ev, V. Goncharuk* Prirodnye sorbenty: svoystva s reaktivnoia sposobnost [Natural sorbents: properties and reactivity] – К. Naukova Dumka, 1992. – 176 p. [in Russian]

10. Yu. Tarasevich Stroenie i ximia poverxnosti sloistix silikatov. [Composition and surface chemistry of layered silicates] / – Kstv: Naukova Dumka, 1988. – 248 p. [in Russian]
11. Yu. Fedorenko, A. Rozko, O. Turonok, E. Mazer Sposob formuvania tryvalogo induktsiynogo periodu polimerizatsii [Method of formation of long inductional polymerization period] Patent № 90732. Bul. № 11. 10.06.2014. [in Ukrainian]
12. Yu. Fedorenko, G. Zadverniuk, G. Pavlishin Nabuxanie glinopolimernyx nanokompozitov pod davleniem [Swelling of clay-polymer nanocomposites under pressure] Texnogенно – ekologichna bezpeka ta tsivilnyy zakhist. Kiiv – Kremenchuk. – 2012, Vypusk 4. – P. 142-147. [in Russian]

## ГЛИНОПОЛИМЕРНЫЕ КОМПОЗИТЫ С ДЛИТЕЛЬНОМ ИНДУКЦИОННЫМ ПЕРИОДОМ ПОЛИМЕРИЗАЦИИ.

**Федоренко Ю.Г., Розко А.Н.**

**Федоренко Ю.Г.** н.с. б/с, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»,

**Розко А.Н.** к. геол. н., ст. н. с. Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины им. Н.П. Семененко, al.rozko@gmail.com

*В статье обосновано способ увеличения длительности индукционного периода полимеризации глинополимерных композитов, который заключается в том, что используется явление смены заряда поверхности бентонитовых (монтмориллонитовых) кристаллитов при увеличении количества кальцинированной соды в смесях для полимеризации композитов. Доказано, что при содержании соды более 10 % от количества бентонита в смеси с акрилатом натрия, персульфатом аммония и N, N' – метиленбисакриламидом постепенно появляются условия для полимеризации композитов без добавления в смесь традиционных восстановителей - тиосульфата натрия или аскорбиновой кислоты. Экспериментально установлено, что во время индукционного периода статическое напряжение сдвига увеличивается всего в несколько раз, в то время как после полимеризации она возрастает в сотни раз. Приведено состав композитов, в том числе и для изучения их свойств: одноосного давления, что образуется в результате набухания композита в воде, и водопроницаемости композита при градиенте напора около 22. Установлено, что при набухании глинополимерные композиты создают давление от 43 кПа до 56 кПа в зависимости от количества наполнителя – песка. Получены композиты, имеющие коэффициент фильтрации порядка  $10^{-10}$  м/с, степень набухания от 8 г/г до 300 г/г, индукционный период полимеризации от 20 минут до 5 ÷ 6 часов.*

**Ключевые слова:** глинополимерные композиты, индукционного периода полимеризации, набухание, водопроницаемость.

## CLAY POLYMER COMPOSITES WITH LONG INDUCTION PERIOD OF POLYMERIZATION. Yu. Fedorenko, A. Rozko

**Yu. Fedorenko**– Researcher in SI «Institute of environmental geochemistry of NAS of Ukraine»

**A. Rozko**– Ph. D (Geol.), Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of M.P. Semenenko NAS of Ukraine al.rozko@gmail.com

*The article presents justification of the method of extension of the induction period of clay polymer composites polymerization. This method consists in employing the phenomenon of bentonite (montmorillonite) crystalline grains surface charge change in response to soda ash proportion increase in the mixtures for polymerization of the composites.*

*It was proved that with the soda proportion increasing 10% of the bentonite mass in the mixture of bentonite with sodium acrylate, ammonium persulfate and N, N' – methylenebisacrylamide, the conditions for polymerization of the composites without adding traditional reducers such as sodium thiosulfate or ascorbic acid evolve gradually. It has been experimentally found that during the induction period the static shear stress increases by several times while after polymerization it increases by a factor of hundreds. The composition of the composites is given to study their properties especially uniaxial pressure made by the composite during swelling in water and water permeability through the composite at head gradient of about 22. At swelling, the clay polymer composites build up pressure from 43 kPa to 56 kPa depending on the amount of the filling material – sand. The received composites have permeability coefficient of about  $10^{-10}$  m/sec, swelling index from 8 g/g to 300 g/g, polymerization induction period from 20 minutes to 5 – 6 hours and other signs.*

**Key words:** clay polymer composites, polymerization induction period, swelling, water permeability.

УДК 550.42:552.321.6

**О ПРИРОДЕ ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ УРАНА В ОЛИВИНАХ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ****Фомин Ю.А.** кандидат геол.- мин. наук, ст.н.с. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины» yaf1941@ gmail.com

*Приведены данные по распределению урана, золота, а также изотопов кислорода в оливинах различных петроструктурных типов ряда массивов альпинотипных гипербазитов. Показано, что при противоположных тенденциях поведения урана и золота в процессах эволюции пород на уровне мантия-кора повышенные концентрации урана имеют наложенный характер и связаны именно с коровым этапом становления массивов. Распределение золота в оливинах изученных гипербазитов, как и урана, с одной стороны, отражает вариации его содержания в исходных магматических расплавах, генерируемых на различных уровнях верхней мантии, с другой же, теснейшим образом связано с особенностями их пластического деформирования и рекристаллизации в процессе мантийно-коровой эволюции. Наиболее отчетливо противоположные тенденции поведения элементов видны на примере Билинского массива. Количество урана здесь систематически возрастает с усилением степени деформации гипербазитов, достигая максимальных значений в оливинах, деформированных в условиях динамической рекристаллизации на сравнительно высоких уровнях коры. Содержание золота, наоборот, на уровне коры снижается. Из этого ряда выпадают оливины лейстовые, золотоносность которых увеличивается по сравнению с протогранулярными (ураноносность меняется незначительно). Данный факт объяснен исходя из деформации названных типов оливинов *in situ*, т.е. в условиях верхней мантии. Полученные выводы важны для понимания взаимосвязи мантийно-коровой проблематики с процессами рудообразования, что демонстрируется изучением рудоносных структур Кировоградского мегаблока Украинского щита.*

**Ключевые слова:** альпинотипные гипербазиты, оливин, золото, уран, изотопный состав, Алтае-Саянская складчатая область, Кировоградский рудный район, Украинский щит.

**Введение.**

В последнее время в области металлогении Украинского щита наметилось новое научное направление, которое с учетом глубинных геофизических исследований [1] предполагает пространственную, структурную и генетическую взаимосвязь между коровыми, мантийными интрузиями и рудными месторождениями [2, 3]. Авторы этих работ, в частности, совершенно справедливо указывают на «пространственную связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (концентрирующих месторождения урана и золота) с глубинными неоднородностями, включая раздел кора – мантия». Возражение вызывает другое, а именно то, что некоторые последователи «мантийно-флюидной гипотезы» [29] настаивают на «генерації спеціалізованих на уран мантийних флюїдних потоків і формуванні родовищ урану на верхніх структурних поверхках земної кори з мантийних рудогенних компонентів...». Т. е. по существу бездоказательно, на основе общих фраз, относят урановые месторождения Кировоградского блока к мантийным образованиям, ссылаясь, в том числе и на наши изотопные данные [4]. Хотя в цитированной

ими нашей работе приведены факты, свидетельствующие о более сложной связи глубинных (не обязательно мантийных) и коровых (на современном срезе) процессов.

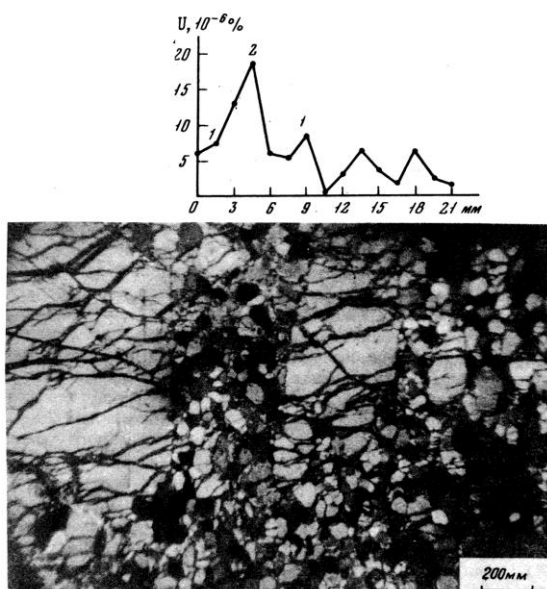
Возвращаясь к проблеме «кора – мантия», мы как раз и хотим показать (конкретно для урана) эту сложность процессов эволюции вещества, мигрирующего на этих уровнях и взаимодействующего с преодолеваемым субстратом, а также требуемую скрупулёзность работы с этим веществом. В качестве такого вещества в нашем случае используется оливиновый эдукт альпинотипных гипербазитов, мантийно-коровая эволюция которого вполне обоснована [5].

#### Объект, методика, история исследований

Ранее нами совместно с А.И. Гончаренко [6-12] было исследовано распределение урана, золота (с участием А.Ф. Коробейникова) и изотопов кислорода в оливинах ряда динамометаморфизованных дунит-гарцбургитовых (альпинотипных) массивов Алтае-Саянской складчатой области.

По особенностям геотектонического положения изученные массивы гипербазитов объединяются в две группы. К первой относятся массивы, локализованные в докембрийских жестких консолидированных структурах типа срединных массивов и миогеосинклинальных зон. Это Билинский, Водораздельный, Тарлашкинский, Сольджерский массивы, находящиеся в Туве, и Северный-Зеленый – в Кузнецком Алатау. Вторая группа представлена массивами, структурная позиция которых определяется их приуроченностью к офиолитовым эвгеосинклинальным прогибам раннекаледонской консолидации. Сюда относятся: Агардагский в Туве, Иджимский, Борусский, Березовский в Западном Саяне, Среднетерсинский, Бархатный в Кузнецком Алатау [13].

Основным объектом нашего внимания явился оливин, который во всех перечисленных массивах постоянно обнаруживает признаки пластической деформации и рекристаллизации (рис.1).



**Рис. 1.** Распределение урана в профиле дунитов с различным характером рекристаллизации оливинов. Билинский массив, Юго-Восточная Тува [6].

Шлиф на микроуровне демонстрирует зонки тонкозернистой рекристаллизации оливина среди кристаллической протогранулярной его разновидности. Николи скрещены.

На графике распределения урана ( $n \cdot 10^{-6} \%$ ) цифрами обозначены различные структурные типы оливина: 1 – протогранулярный; 2 – рекристаллизованный.

Именно установленные в альпинотипных гипербазитах иерархические ряды деформационных структур, находящие отражение и в особенностях кристаллической структуры оливина, по мнению А.И. Гончаренко и других авторов [5, 14)], являются следствием динамометаморфизма пород в ходе их мантийно-коровой эволюции. Структуры оливинов в массивах первой группы (тип Билинский) образуют ряды: протогранулярный – лейстовый и протогранулярный – порфирокластический – мозаичный. Структурные разновидности оливинов в массивах второй группы (тип Среднетерсинский) определяются

рядом протогранулярный – мезогранулярный – порфировкlastический – лейстовидный [5, 12].

Течение пород прото- и мезогранулярного типов является следствием деформации скольжения зерен оливина по системе {OKL} [100], реализуемой в условиях верхней мантии [14]. В аналогичных условиях протогранулярный оливин мог преобразовываться в лейстовый (Билинский массив). Частично образование мезогранулярной структуры, осуществляемое скольжением по низкотемпературной системе (100) [001], возможно и на уровне коры, причём оба этих типа мезогранулярных структур установлены в пределах Среднетерсинского массива [5]. Течение пород с порфировкlastической, лейстовой и мозаичной структурами осуществлялось при внедрении гипербазитов в кору с деформацией и рекристаллизацией оливинов на разных её уровнях.

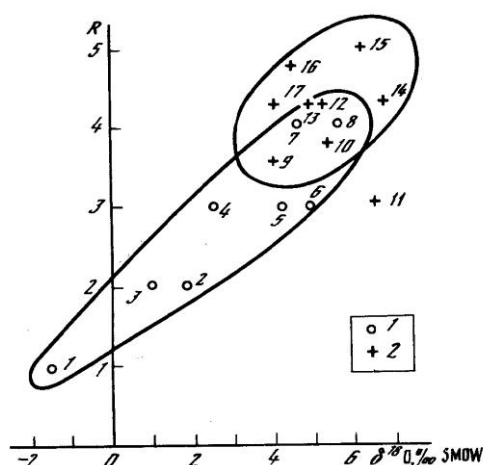
**Таблица 1.** Изотопный состав кислорода оливинов Билинского и Среднетерсинского массивов [10-12].

Структурный тип оливинов	Билинский массив		Среднетерсинский массив	
	n	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	n	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Протогранулярный	2	4,0-5,3 (4,6)	1	-1,5
Мезогранулярный			2	1,0-1,9 (1,4)
Порфировкlastический	4	5,0-6,8 (5,9)	3	2,5-5,0 (3,9)
Лейстовый	2	4,0-4,2 (4,1)	2	4,6-5,7 (5,2)
Мозаичный и микрогранулярный	1	6,1		

**Примечание.** Определения сделаны в лаборатории стабильных изотопов НАН Украины [12]. Точность измерения  $\delta^{18}\text{O}$  относительно стандарта SMOW равна  $\pm 0,3 \text{ ‰}$  (МИ-1309). В скобках приведены средние значения; n – число проб.

### Результаты исследований

С вышеизложенными представлениями о мантийно-коревой эволюции альпинотипных гипербазитов хорошо согласуются вариации изотопного состава кислорода оливинов, полученные для двух массивов, характеризующих обе выше названные группы (табл. 1, рис. 2).



**Рис. 2.** Распределение изотопов кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW) в оливинах из альпинотипных гипербазитов в зависимости от степени их пластической деформации R (условные единицы) [10].

1 – Среднетерсинский массив, Кузнецкий Алатау – образцы 1-8, в том числе: протогранулярный – 1,6; мезогранулярный – 2,3; порфировкlastический – 4,5; лейстовый – 7,8. 2 – Билинский массив, Юго-Восточная Тува – образцы 9-17, в том числе: мезогранулярный – 9; порфировкlastический – 10,11; мозаичный – 15; мозаично-лейстовый – 12-14, 16-17.

Различные соотношения изотопов кислорода в протогранулярных оливинах обеих массивов могут свидетельствовать об изотопной неоднородности верхней мантии, а также,

возможно, о разных глубинах зарождения источников питания [15]. Причём, по мнению Г.В. Пинуса и Е.И. Донцовой составу именно альпинотипных гипербазитов отвечают самые верхние горизонты верхней мантии (с последующим проникновением выплавленной части субстрата по разломам в земную кору).

Протогранулярный оливин Среднетерсинского массива по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  соответствует оливину углистых хондритов (от -2,4 до +3,6 ‰), представляющих наиболее низкий уровень кристаллизационного фракционирования изотопов кислорода – «изначальную материю» [16, 17]. Такие же оливины Билинского массива по кислороду близки к оливинам обыкновенных хондритов групп L и LL (4,1-4,8 ‰ [17, 18]), лунных изверженных пород (5,1-5,3 ‰ [19]) и океанических базальтов мантийной природы (4,8-5,1 ‰ [20]). А также и «усредненному значению  $\delta^{18}\text{O}$  оливина ( $5,19 \pm 0,26$  ‰) ... как изотопной характеристики кислорода для мантийных пород (на примере кимберлитов Якутии) [25]».

В процессе трансформации протогранулярного оливина в лейстовый, происходящей *in situ*, изотопный состав кислорода не меняется. Эволюция оливинов в рядах протогранулярный – порфиروкластический – мозаичный (Билинский массив) и протогранулярный – мезогранулярный – порфирокластический – лейстовый (Среднетерсинский массив), наоборот, сопровождается закономерным утяжелением кислорода, причём исходные различия двух массивов нивелируются в завершающих членах рядов (рис. 2). Указанную тенденцию мы [12] связали, прежде всего, с постепенно усиливающимся на разных уровнях коры изотопно-кислородным обменом между оливинами и силикатным материалом, обогащенным изотопом  $^{18}\text{O}$ . Вместе с тем, установленное для характеризуемых оливинов закономерное уменьшение их железистости с увеличением степени рекристаллизации [5] позволяет в определённой степени увязать утяжеление кислорода в структурных рядах оливинов с преимущественным химическим сродством между Fe и  $^{16}\text{O}$  [21]

Переходя к вопросу о распределении урана в массивах гипербазитов, отметим, что наиболее широко и детально изучена ураноносность оливина, в меньшей мере – энстатита, в единичных образцах – клинопироксена, тремолита, талька (по энстатиту), магнезита. Содержание урана в перечисленных минералах определено методом осколочной (f) радиографии (И.Г. Берзина, 1967) в прозрачных шлифах, облученных в тепловом потоке нейтронов (интенсивностью  $1 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$ ). В качестве эталона использовано стекло с равномерным распределением элемента ( $0,8 \cdot 10^{-4}\%$ ) [8]. Содержания урана, рассчитанные, исходя из плотности треков индуцированного деления урана на лавсановых детекторах, отражено в табл. 2-5.

Гипербазиты изученных массивов различаются между собой как по содержанию в них урана, так и по особенностям его распределения, весьма неравномерного даже в пределах одного шлифа (график на рис.1). Выявленные вариации содержания урана в ультраосновных породах и слагающих их минералах, прежде всего, в оливиновых агрегатах, обусловлены интенсивностью и условиями их деформации (табл.2, 3).

Общая тенденция, отраженная в табл. 2 и описанная нами ранее [6, 8, 12], заключается в повышении содержания урана с усилением степени деформации гипербазитов и, особенно, с возрастанием интенсивности динамической рекристаллизации оливина. Минимальные концентрации урана ( $n \cdot 10^{-6} \%$ ) фиксируются в оливинах протогранулярного типа (0,8-4,8) с неизменной тенденцией повышения в оливинах мезогранулярных и порфирокластических (1,3-6,6) и с достижением максимальных значений (3,9-23,3) в микрогранулированных разностях. Вместе с тем, ураноносность пластически деформированных на уровнях верхней мантии оливинов (протогранулярный, частично мезогранулярный и порфирокластический типы) в процессе их рекристаллизации *in situ* возрастает незначительно (лейстовый, частично мозаичный типы). Эта особенность хорошо иллюстрируется на примере Билинского массива



(табл. 2). Резкое увеличение содержания урана происходит в оливинах, деформированных на более высоких уровнях земной коры, в условиях динамической рекристаллизации.

Синхронное возрастание количества урана установлено и для пироксенов, в том числе и псевдоморфно замещенных (автометаморфический тальк по энстатиту), которые ассоциируют с соответствующими структурными типами оливинов (табл. 3). Что же касается типично метасоматических тремолита и магнезита, как и метасоматического оливина (Водораздельный массив), то содержание урана в них устойчиво повышенное (до  $10,3 \cdot 10^{-6} \%$ ).

На различных уровнях верхней мантии – коры меняется и характер распределения треков. Если для прото-мезогранулярного типов оливинов (верхняя мантия) характерен равномерно-рассеянный уран с соответствующими треками, то в микрогранулярных структурных типах оливина (кора) формы нахождения урана меняются.

**Таблица 2.** Средние содержания урана ( $n \cdot 10^{-6} \%$ ) в структурных типах оливинов.

Массив	Структурные типы оливинов						
	1	2	3	4	5	6	7
<b>Первая группа массивов в докембрийских жестких структурах</b>							
Билинский	2,5 (2)	5,1 (3)	5,1 (4)	6,2 (2)	11,1 (5)	17,0 (2)	-
Водораздельный	5,6 (1)	-	4,7 (2)	-	16,2 (2)	14,7 (1)	10,3 (1)
Тарлашкинский	-	5,8 (2)	11,1 (1)	-	9,4 (2)	-	-
Сольджерский	-	4,2 (1)	-	-	6,6 (1)	-	-
Северный-Зеленый	5,0 (3)	-	-	-	12,4 (1)	-	-
Среднее по группе	4,3 (6)	5,2 (6)	5,9 (7)	6,2 (2)	11,4 (11)	16,2 (3)	10,3 (1)
<b>Вторая группа массивов в раннекаледонских прогибах (офиолитовых)</b>							
Агардагский	1,6 (2)	-	-	-	-	-	-
Иджимский	3,1 (7)	2,3 (2)	-	-	6,2 (3)	18,1 (1)	-
Борусский	4,8 (1)	-	-	-	-	-	-
Березовский	4,6 (1)	-	-	-	-	-	-
Среднетерсинский	4,5 (1)	3,9 (2)*	-	-	-	-	-
Бархатный	3,7 (1)	-	-	-	-	-	-
Среднее по группе	3,3 (13)	3,1 (4)	-	-	6,2 (3)	18,1 (1)	-
<b>Среднее в целом</b>	<b>3,6 (19)</b>	<b>4,4 (10)</b>	<b>5,9 (7)</b>	<b>6,2 (2)</b>	<b>10,3 (14)</b>	<b>16,7 (4)</b>	<b>10,3 (1)</b>

**Примечание.** Типы оливинов: 1. Прото- и мезогранулярный. 2. Порфирокластический. 3. Лейстовый. 4. Мозаичный. 5. Микрогранулированный. 6. Микрогранулированный в линейных зонах. 7. Метасоматический. \*Кливажированный. В скобках указано количество образцов.

Здесь, наряду с равномерно-рассеянными треками, существенную роль играют скопления треков, приуроченные к межзерновым границам и микротрещинам, т.е. явно относящиеся к наложенному урану (по А.А. Смыслову [22]).

Для подтверждения этой (основной) закономерности, так или иначе проявленной на всех изученных массивах, полученные (по ураноносности оливина) данные некоторых образцов с разными типами структур обработаны статистически (табл. 4).

**Таблица 3.** Средние содержания урана ( $n \cdot 10^{-6} \%$ ) в минералах гипербазитовых массивов.

Минерал	Число образцов	Вариации	Средние значения
Оливин	57	0,8-23,3	6,8
Энстатит	8	1,8-9,3	5,0
Клинопироксен	1	-	0,9
Тальк по энстатиту	5	1,4-13,9	5,8
Тремолит	1	-	10,7
Магнезит	2	2,5-23,8	13,1

Распределение урана в оливинах, деформированных в мантийных условиях (прото- и мезогранулярный типы), подчиняется нормальному закону, а в рекристаллизованных *in situ*, т.е. также в мантийных условиях (порфировкласты оливина в лейстовой основной массе) логнормальному. Лучшую сходимость с логнормальным распределением в этом образце можно объяснить как следствие превалирующей роли рекристаллизации *in situ* по сравнению с внутрикристаллическим скольжением, что приводило к некоторому перераспределению урана.

**Таблица 4.** Параметры распределения урана в оливинах различных структурных типов.

№ обр.	Тип структуры	n	X	$\sigma$	A	E	$S_v$	Закон
АГ-37-10	Протогранулярный	33	2,88	1,61	0,71	0,31	56,1	Норм.
БР-13-5	Мезогранулярный	30	9,73	5,38	1,09	1,77	55,3	Норм.
Би-14	Порфировкластический с лейстовой массой	36	9,97	7,09	1,72	2,81	71,1	Логнорм.
Т-25	Порфировкластический с микрогранулярной массой	37	12,43	8,49	1,03	-0,02	68,3	Сложный
С-6041/2	Микрогранулярный	26	13,53	4,19	-0,32	-0,36	31,0	Норм.

**Примечание.** Образцы: АГ – Агардагский массив, дунит. БР – Борусский массив, дунит. Би – Билинский массив, дунит. Т – Водораздельный массив, гарцбургит. С – массив гор Северная-Зеленая, дунит. Условные обозначения: n – количество замеров плотности треков; X – среднее значение плотности треков;  $\sigma$  – стандартное отклонение; A – асимметрия; E – эксцесс;  $S_v$  – коэффициент вариации.

Резкое изменение условий деформации, связанное с наложенными процессами динамической рекристаллизации в земной коре, сопровождалось возникновением неравновесных структурных типов оливина. Распределение урана в этих случаях не соответствует ни нормальному, ни логнормальному законам. Лишь при достижении полного структурного равновесия под влиянием полной динамической рекристаллизации распределение урана в оливинах «возвращается» к нормальному закону.

Таким образом, подтверждая более ранний наш вывод [8], подчеркнем, что соотношение процессов деформации и динамической рекристаллизации оливина на уровне верхняя мантия – кора находит отражение в геохимической эволюции урана и законах его распределения. *Глубинный динамометаморфизм гипербазитов не сопровождался*

существенными вариациями концентрации в них урана, а его содержание в изученных ультраосновных породах хорошо сопоставляется с данными по содержанию радиоактивных элементов в верхней мантии [23]. Привнос урана в гипербазиты осуществляется под влиянием их динамометаморфического преобразования на уровнях земной коры.

Сделанный вывод подтверждается сопоставлением радиоактивности гипербазитов, слагающих массивы двух групп, а именно: в структурах докембрийской (1) и раннекаледонской (2) консолидаций (табл. 5).

**Таблица 5.** Среднее содержание урана ( $n \cdot 10^{-6} \%$ ) в гипербазитах юга Сибири.

Группа массивов	n	X	$\sigma$	$S_v$	Значение t-критерия	
					t	$t_{0,1}$
1	23	7,91	5,81	73,5	3,04	2,99
2	19	3,69	1,41	38,2		

**Примечание.** 1 – Массивы гипербазитов, локализованные в структурах докембрийской складчатости.

2 – Массивы гипербазитов, залегающие в структурах каледонид. Параметры распределения см. табл. 4.

t - критерий Стьюдента (%), показывающий существенность различия.

Значимость различий в содержаниях урана между породами этих групп достоверна с вероятностью 99%, что позволяет уверенно выделить два радиогеохимических типа гипербазитов. Вариации содержания в них урана обусловлены радиогеохимической спецификой эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных структурно-формационных зон как важнейших элементов структуры складчатых областей [22].

Геологические формации эвгеосинклинальных зон с офиолитовым типом разреза характеризуются крайне низким содержанием урана и относятся (по А.А. Смыслову) к категории слабодифференцированных радиогеохимических провинций. В нашем случае, как следует из табл. 5, минимальные содержания урана фиксируются в гипербазитах массивов, локализованных в эвгеосинклинальных прогибах каледонид (группа 2). Внутренняя деформационная структура этих массивов дискомфортна по отношению к структуре вмещающих их пород. Гипербазиты этого типа демонстрируют признаки высокотемпературного течения в верхней мантии, а устанавливаемые в них проявления синтектонической рекристаллизации оливина на этом уровне не оказывают существенного влияния на изменение концентрации в них урана [7].

Накопление же урана, согласно А.А. Смыслову, осуществлялось в дифференцированных провинциях складчатых областей типа геоантиклинальных поднятий и миогеосинклинальных зон, чем и объясняется существенное повышение радиоактивности (в нашем случае, более чем в 2 раза) в гипербазитах массивов, приуроченных к структурам докембрийской консолидации. Привнос урана в гипербазиты, по нашему мнению [7], осуществлялся в обстановке их синметаморфической рекристаллизации на уровне коры с образованием на месте ранних пластических деформаций мелкозернистых агрегатов новообразованных ненапряженных зерен и создания деформационных структур, конформных с вмещающей рамой.

Распределение золота в оливинах изученных гипербазитов, как и урана, с одной стороны, отражает вариации его содержания в исходных магматических расплавах, генерируемых на различных уровнях верхней мантии [9], с другой же, теснейшим образом связано с особенностями их пластического деформирования и рекристаллизации в процессе мантийно-коровой эволюции. При этом важно отметить, что эти элементы, как показано на примере минералов Билинского массива, ведут себя альтернативно (табл. 6 [11, 12]).

Количество урана систематически возрастает с усилением степени деформации гипербазитов, достигая максимальных значений в оливинах, деформированных в условиях динамической рекристаллизации на сравнительно высоких уровнях коры.

**Таблица 6.** Содержание U ( $n \cdot 10^{-6} \%$ ) и Au ( $n \cdot 10^{-7} \%$ ) в оливинах Билинского массива.

Структурный тип оливина	n	U, $n \cdot 10^{-6} \%$	n	Au, $n \cdot 10^{-7} \%$
Протогранулярный	2	1,6-3,4 (2,5)	17	1,8-5,2 (3,4)
Порфирокластический	3	4,5-5,6 (5,1)	4	1,6-3,4 (2,4)
Мозаичный и микрогранулярный	9	4,4-17,9 (11,3)	2	1,8-2,7 (2,2)
Лейстовый	4	3,5-6,2 (5,1)	4	3,3-11,0 (6,2)

**Примечание.** Определение золота в пробах проведено полярографическим или нейтронно-активационным методами (Томский политехнический институт [9]). В скобках указано среднее содержание.

Содержание золота, наоборот, на уровне коры (порфирокластический, мозаичный типы оливинов) снижается. Из этого ряда выпадают оливины лейстовые, золотоносность которых заметно увеличивается по сравнению с протогранулярными (ураноносность меняется незначительно). Данный факт объяснен выше, исходя из деформации названных типов оливинов, и именно для Билинского массива, *in situ*, т.е. в условиях верхней мантии.

### Заключение

Таким образом, мантийные оливины относительно обогащены золотом и обеднены ураном, а их структурное преобразование на уровне коры сопровождается значительным перераспределением элементов: выносом первого и привносом второго. Интерес, на наш взгляд, представляет заключение [9] о существенной роли в перераспределении золота метасоматических процессов. Этот вывод вполне согласуется с описанием находок золоторудных проявлений в альпинотипных гипербазитах Урала [26, 27].

Возвращаясь к дискуссии, обозначенной в начале статьи, считаем необходимым отметить следующее. Различие между веществом Кировоградской зоны коры и альпинотипными гипербазитами с точки зрения вероятной мантийно-коревой эволюции этого вещества не является принципиальным, оно скорее кажущееся. В том и другом случае между проникающей из мантии в кору и поднимающейся на более высокие уровни коры вещественной субстанцией (будь то магматический расплав, протрузия или флюидный поток) и веществом коры неизбежно возникает взаимодействие. Это взаимодействие также неизбежно приводит к геолого-структурному и минералого-геохимическому перераспределению мигрирующего вещества.

Присутствие в коровых структурах геологических объектов с мантийно-коревой природой либо тектоно-метасоматических зон с признаками глубинных процессов, как это имеет место в пределах урановорудной Кировоградской зоны [4], действительно отражает сложную эволюцию этих структур. Но такие факты отнюдь не означают, что уран в эти зоны обязательно привнесён с названными образованиями из верхней мантии. Гораздо более вероятными является ассимиляция урана в период (и в процессе) миграции их на разных уровнях коры или же рециклирование геологического вещества на месте в ходе рудообразующих гидротермально-метасоматических процессов. Весьма показательным в этом отношении является противоположное поведение урана и золота в геологических телах, прошедших динамическое преобразование в системе мантия – кора, кстати, в том числе и в пределах Кировоградской тектоно-метасоматической зоны.

Исследование поведения урана в тектонитах зон урановорудных альбититов методом f-радиографии [24] показало результаты, аналогичные полученным нами относительно поведения элемента в ходе динамометаморфизма альпинотипных гипербазитов. Согласно этим данным в период пластических деформаций наиболее ранних структурных элементов зон сингенетический уран во вмещающей метаморфогенной триаде (гнейсы, мигматиты, граниты) хотя и имеет признаки перераспределения в связи с наложенными минералами, но без дополнительного его поступления. Существенное увеличение его концентрации связано со сменой пластических деформаций более поздними хрупкими, причем особенно интенсивный его привнос характерен для участков локального постальбититового (предрудного) катаклаза.

Эти выводы вполне соответствуют нашим представлениям, в том числе изложенным в общей монографии по урановым месторождениям Украины [4]. Приводя изотопные признаки глубинного вещества в зонах ураноносных альбититов, как в диафторитах, так и в рудных альбититах, мы уточняем источник этого вещества для конкретных генераций минералов. Предположительно это – архейские метабазиты более глубоких горизонтов фундамента (отнюдь не мантия). Что же касается воды флюида, то в одном образце калиевого полевого шпата действительно установлена вода, которую по кислороду и водороду мы относим к магматогенной или метаморфогенной, подчёркивая, что «источником такой воды могли быть вмещающие породы, испытавшие ультраметаморфическое плавление». Приводим и температуру образования этого минерала, предположительно ортоклаза, – 680-740 °С. Таким образом, наши данные совершенно не согласуются, например, с интерпретацией этих данных, приведенной А.В. Кузьминым [28]: «изотопный состав серы, углерода и кислорода безрудных метасоматитов характерен для мантийных образований, а для рудных и пострудных имеет значения, свойственные полигенным образованиям с участием глубинных и метеорных вод». Такого в наших работах нет.

В итоге мы считаем, что занимаясь проблемой «кора-мантия», вопросами весьма важными и актуальными в теории рудообразования и металлогении, необходимо всегда видеть разницу между «действительным» и «очевидным».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гинтов О.Б. Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура / Р.П. Патрикян, А.И. Тимошенко // Геол. журнал. – 1974. – Т.34. – Вып. 3. – С. 73-81.
2. Казанский В.И., Глубинное строение и металлогения полиметального Кировоградского рудного района (Украинский щит)/ В.И.Казанский, Н.И.Попов // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Материалы Международной научной конференции(8-11 ноября 2010 года).– Москва:ИГЕМ РАН, 2010. – С. 460-461.
3. Казанский В.И. Глубинное строение Кировоградского полиметального рудного района (Украинский щит): корреляция геологических и сейсмических данных/ О.Ф. Макивчук, Н.И. Попов // Геол. рудн. месторожд. – 2012. – 54, №1. – С. 22.
4. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины /Отв. ред. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б // Киев: Наук. Думка, 1995.-396 с.
5. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов/ А.И. Гончаренко.– Томск: Изд-во ТГУ, 1989. – 404 с.
6. Гончаренко А.И. О роли пластической деформации и рекристаллизации оливина в распределении урана /А.И.Гончаренко, Ю.А. Фомин // Докл. АН СССР. – 1981. –Т.256. - №3. – С. 684-686.
7. Гончаренко А.И., Фомин Ю.А. Радиогеохимические типы альпинотипных гипербазитов юга Сибири/ Ультраосновные магмы и их металлогения: тезисы докл. Всесоюзн.симп., Владивосток, 1983. - С. 110-112.
8. Гончаренко А.И. Роль динамометаморфизма альпинотипных гипербазитов в распределении урана / А.И. Гончаренко, Ю.А. Фомин // Вопросы структурной геологии; под общ. ред. А.И. Родыгина; Томский университет.– Томск, 1987. – С. 86-100.
9. Коробейников А.Ф. Золото в офиолитовых комплексах Алтае-Саянской складчатой области / А.Ф. Коробейников, А.И. Гончаренко // Геохимия. – 1986. – № 1. – С. 49-61.

10. Гончаренко А.И. Распределение изотопов кислорода в пластически деформированных и рекристаллизованных оливинах из альпинотипных гипербазитов / А.И. Гончаренко, Ю.А. Фомин // Докл. АН СССР.-1991.- Т.317. - №2.- С. 434-436.
11. Фомин Ю.А., Гончаренко А.И. Уран, золото и изотопно-кислородное отношение в пластически деформированных и рекристаллизованных оливинах альпинотипных гипербазитов / Радиогеохимические методы исследования в радиогеохимии и смежных областях: материалы научной конференции.-Новосибирск. 1991. – С. 34-35.
12. Фомин Ю.А. Распределение урана, золота и изотопов кислорода в пластически деформированных и рекристаллизованных оливинах альпинотипных гипербазитов/ Ю.А. Фомин, А.И. Гончаренко // Докл. АН УССР. - 1991.- №4.- С. 101-104.
13. Пинус Г.В. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири / Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. – М.: Наука, 1966. – 210с.
14. Nicolas A. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks/ Nicolas A., Poirier J.P. // London: Wiley Interscience, 1976. – 444p.
15. Пинус Г.В.Изотопные отношения кислорода оливина ультраосновных пород различного генезиса / Г.В.Пинус, Е.И. Донцова // Геология и геофизика. – 1971. – № 12. – С. 3-8.
16. Onuma N. Oxygen isotope cosmo thermometer/ N. Onuma, R.N. Clayton, T.K. Mayeda // Geochim. et cosmochim. acta. – 1972. – 36. P. 169-188.
17. Taylor H.P. Oxygen isotope studies of minerals in stony meteorites / H.P.Taylor, M.B. Duke, I.T. Silver S. Epstein // Ibid. – 1965. – 29. – P. 489-512.
18. Onuma N. Oxygen isotope temperatures of equilibrated ordinary chondrites / N. Onuma, R.N. Clayton, T.K. Mayeda // Ibid. – 1972. – 36. – P. 157-168.
19. Clayton R.N., Onuma N., Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in Apollo 12 rocks and soils / Proceedings of Apollo 12 Lunar Science Conference, 1971. – P. 1417-1420.
20. Anderson A.T. Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks / A.T. Anderson, R.N. Clayton, T.K. Mayeda // J. Geol. – 1971. – 79. – P. 715-729.
21. Маракушев А.А.Закономерности распределения изотопов кислорода между минералами горных пород и метеоритов / А.А.Маракушев, Н.Н. Безмен // Минерал. журн. – 1988. – 10. – № 3. – С. 20-34.
22. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре / А.А. Смыслов.– Ленинград: Недра,1974. – 231 с.
23. Житков А.С. Содержание и распределение урана в основных и ультраосновных породах: автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук./ А.С. Житков.– Ленинград,1975. – 24 с.
24. Дмитриев В.И.Поведение урана в процессе формирования тектонитов зон глубинных разломов / В.И. Дмитриев, Л.А. Березина, Л.А.Санников// Докл. АН СССР.– 1977. – Т. 232. - № 1. – С. 209-212.
25. Костровицкий С.И. Изотопный состав кислорода в минералах мантийных парагенезисов из кимберлитов Якутии./ С.И. Костровицкий, Л.В. Соловьёва, М.А. Горнова // Докл. РАН. – 2012. – 444. - №1. – С. 61-65.
26. Зайков В.В. Благородные металлы в гипербазитовых комплексах Южного Урала / Рудоносность осадочно-вулканогенных комплексов: материалы 17 Научной молодёжной школы. – Миасс: ИМ УрО РАН, 2011.– С. 59-64.
27. Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Малые структурные формы в ультрабазитах горы Карабаш / Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: материалы 15 Чтения памяти А.Н. Заварицкого. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 117-119.
28. Кузьмин А.В. Генетические особенности оруденения урановой формации в приразломных натриевых метасоматитах фундамента Украинского щита. // Збірник наукових праць ІГНС НАН України. – Київ, 2014. – Вип. 23. – С.186-198.
29. Калашник Г.А. Глибинні фактори формування промислових родовищ урану Українського щита: автореф. дис. на соискание уч. степени д-ра геол. наук./ Г.А. Калашник.– Київ, 2013.

## REFERENCES

1. O. Gintov, R. Patrikian, A. Timoshchenko (1974). Korostenskii slozhnyi pluton kak gigantskaya koltsevaya tektono-magmaticeskaya struktura [Korosten complex pluton as a giant ring tectonic and magmatic structure]. Geol. zhurn. – Geol. Journ. Vol.34, 3, 73-81 [in Russian].
2. V. Kazanskii, N. Popov (2010). Glubinnoe stroenie i metallogeniya polimetalnogo Kirovogradskogo rudnogo rayona (Ukrainskiy shchit) [Deep structure and metallogeny of the polymetallic Kirovograd ore district (Ukrainian shield)]. Proceedings from New horizons in the study of magmatic processes and ore formation: Mezhdunarodnaia nauchnaya konferentsiia (8-11 noiabria 201 hoda) – International Scientific Conference. (pp. 460-461). Moscow:IGEM RAN [in Russian].
3. V. Kazanskiy, O. Makivchuk, N. Popov (2012). Glubinnoe stroenie Kirovogradskogo polimetalnogo rudnogo rayona (Ukrainskiy shchit): korrelyatsiya geologicheskikh i seysmicheskikh dannyh. [Deep structure of the Kirovograd polymetallic ore district (Ukrainian shield): correlation of geological and seismic data]. Geologiya rudnyh mestorozhdenii. –Geology of Ore Deposits, Vol.54, 1, 22 [in Russian].
4. Ya. Belevtsev, V. Koval (Eds.). (1995). Geneticheskie tipy i zakonomernosti razmeshcheniya uranovykh mestorozhdeniy Ukrainy [Genetic types and patterns of distribution of uranium deposits in Ukraine]. Kiev: Naukova Dumka [in Russian].
5. A. Goncharenko (1989) Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya alpinotipnykh giperbazitov [Deformation and petrostructural evolution of Alpine ultramafic rocks]. Tomsk. [in Russian].
6. A. Goncharenko, Yu. Fomin (1981). O roli plasticheskoy deformatsii i rekristallizatsii olivina v raspredelenii urana [About the role of plastic deformation and recrystallization of olivine in the distribution of uranium]. Doklady Akademii nauk SSSR. – Reports of Sciences Academy of the USSR, Vol.256, 3, 684-686 [in Russian].

7. A. Goncharenko, Yu. Fomin (1983). Radiogeohimicheskie tipy alpinotipnyh giperbazitov yuga Sibiri [Radiogeochemical types Alpine ultramafic southern Siberia]. Proceedings of the scientific symposium Ultrabasic magma and metallogeny (pp. 110-112). Vladivostok. [in Russian]
8. A. Goncharenko, Yu. Fomin (1987). Rol dinamometamorfizma alpinotipnyh giperbazitov v raspredelenii urana. Questions of the structural geology. Rodygin A.I. (Ed.); Tomskii universitet. Tomsk.
9. A. Korobeynikov, A. Goncharenko (1986). Zoloto v ofiolitovykh kompleksakh Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti [Gold in ophiolite complexes of the Altai-Sayan folded area] Geohimiya.– Geochemistry, 1, 49-61 [in Russian].
10. A. Goncharenko, Yu. Fomin (1991) Raspredelenie izotopov kisloroda v plasticheski deformirovannykh i rekristallizovannykh olivinah iz alpinotipnyh giperbazitov [Distribution of oxygen isotopes in plastically deformed and recrystallized olivines from Alpine ultramafic rocks] Doklady Akademii nauk SSSR. – Reports of Sciences Academy of the USSR, Vol.317, 2, 434-436 [in Russian].
11. Yu. Fomin, A. Goncharenko, (1991). Uran, zoloto i izotopno-kislorodnoe otnoshenie v plasticheski deformirovannykh i rekristallizovannykh olivinah alpinotipnyh giperbazitov [Uranium, gold and oxygen isotope ratio in the plastically deformed and recrystallized olivine Alpine ultramafic]. Proceedings of the scientific conference Radiogeochemical research methods in geochemistry and related fields. (pp. 34-35). Novosibirsk. [in Russian].
12. Yu. Fomin, A. Goncharenko (1991). Raspredelenie urana, zolota i izotopov kisloroda v plasticheski deformirovannykh i rekristallizovannykh olivinah alpinotipnyh giperbazitov [Distribution of uranium, gold and oxygen isotopes in plastically deformed and recrystallized olivine of Alpine ultramafic rocks] Doklady Akademii nauk SSSR. – Reports of Sciences Academy of the USSR, 4, 101-104 [in Russian].
13. G. Pinus, Yu. Kolesnik (1966) Alpinotipnye giperbazity yuga Sibiri [Alpine ultramafic rocks of the southern Siberia] Moskva: Nauka. [in Russian].
14. A. Nicolas, J. Poirier, (1976). Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. London: Wiley Interscience [in English].
15. G. Pinus, E. Dontsova (1971). Izotopnye otnosheniya kisloroda olivina ultraosnovnykh porod razlichnogo genezisa [Isotopical ratios of Oxygen in olivine of ultrabasic rocks of different genesis]. Geologiya i geofizika. – Geology and geophysics, 12, 3-8 [in Russian].
16. N. Onuma, R. Clayton., T. Mayeda (1972). Oxygen isotope cosmo thermometer. *Geochim. et cosmochim. Acta*, 36, 169-188 [in English].
17. H. Taylor, M. Duke, I. Silver, S. Epstein (1965). Oxygen isotope studies of minerals in stony meteorites. Ibid, 29, 489-512 [in English].
18. N. Onuma, R. Clayton, T. Mayeda (1972). Oxygen isotope temperatures of equilibrated ordinary chondrites. Ibid, 36, 157-168 [in English].
19. R. Clayton, N. Onuma, T. Mayeda (1971). Oxygen isotope fractionation in Apollo 12 rocks and soils. Proceedings of Apollo 12 Lunar Science Conference, 2, (pp.1417-1420) [in English].
20. A. Anderson, R. Clayton, T. Mayeda. (1971). Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. *J. Geol.*, 79, 715-729 [in English].
21. A. Marakushev, N. Bezmen (1988). Zakonomernosti raspredeleniya izotopov kisloroda mezhdu mineralami gorn'kh porod i meteoritov [Laws of distribution of oxygen isotopes between minerals of rocks and meteorites]. Mineral. zhurn. – Mineral. Journ. Vol.10, 3, 20-34c. [in Russian].
22. A. Smyslov. (1974). Uran i toriy v zemnoy kore. [Uranium and thorium in the Earth crust] Leningrad: Nedra. [in Russian].
23. A. Zhitkov (1975). Soderzhanie i raspredelenie urana v osnovnykh i ultraosnovnykh porodakh [The content and the distribution of uranium in the basic and ultrabasic rocks]. Extended abstract of candidate's thesis. Leningrad. [in Russian].
24. V. Dmitriev, L. Berezina, L. Sannikov (1977). Povedenie urana v processe formirovaniya tektonitov zon glubinn'kh razlomov [The behavior of uranium in the formation of tectonites of deep fault zones] Doklady Akademii nauk SSSR. – Reports of Sciences Academy of the USSR, 1, 209-212 [in Russian].
25. S. Kostrovitskiy, L. Solovieva, M. Gornova (2012) Izotopnyy sostav kisloroda v mineralakh mantiynykh paragenezisov iz kimberlitov Yakutii [The isotopic composition of oxygen in minerals of the mantle parageneses of kimberlites of Yakutia] Doklady Akademii nauk SSSR. – Reports of Sciences Academy of the USSR, 1, 61-65 [in Russian].
26. V. Zaikov (2011). Blagorodnye metally v giperbazitovykh kompleksakh Yuzhnogo Urala [Precious metals in ultramafic complexes of the Southern Urals]. Proceedings from Ore of sedimentary-volcanic complexes: XVII Nauchnaya molodezhnaya shkola – 17th Scientific youth school. (pp.59-64). Miass: IM UrO RAN [in Russian].
27. A. Kisin, V. Murzin (2012). Malye strukturnye formy v ultrabazitakh gory Karabash [Small structural forms in ultramafic Mountain Karabash]. Proceedings from Geodynamics, ore deposits and deep structure of the lithosphere: 15 Chlenie pamyati A.N. Zavaritskogo – 15<sup>th</sup> Reading in memory of A.N. Zavaritskii. (pp.117-119). Ekaterinburg: IGG UrO RAN [in Russian].
28. A. Kuzmin (2014) Geneticheskie osobennosti orudneniya uranovoy formacii v prirazlomnykh natrievykh metasomatitakh fundamenta Ukrainskogo shchita [Genetic features of formation of uranium mineralization in the near-fault sodium metasomatic of foundation of the Ukrainian shield] Geohymiya ta ekologiya – Geochemistry and ecology. Proceedings of the Institute of environmental Geochemistry, 23, 186-198 [in Russian].
29. G. Kalashnik (2013). Glybinni faktory formuvannya promislovih rodovishchuranu Ukrainskogo shchita [Deep factors of industrial uranium deposits Ukrainian shield]. Extended abstract of Doctor's thesis. Kyiv [in Ukrainian].

## ПРО ПРИРОДУ ПІДВИЩЕНОГО ВМІСТУ УРАНУ В ОЛІВІНАХ АЛЬПІНОТИПНИХ ГІПЕРБАЗИТІВ

**Фомін Ю. О.** канд. г.-м. н., ст. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ, Україна, yaf1941@gmail.com

*Наведено дані з розподілу урану, золота, а також ізотопів кисню в олівінах різних петроструктурних типів з деяких масивів альпінотипних гіпербазитів. Показано, що при альтернативних тенденціях поведінки урану і золота у процесах еволюції порід на рівні мантія-кора підвищені концентрації урану мають вторинний (накладений) характер і пов'язані саме з коровим етапом становлення масивів. Отримані висновки важливі для розуміння взаємозв'язку мантійно-корової проблематики з процесами рудоутворення.*

**Ключові слова:** альпінотипні гіпербазити, олівін, золото, уран, ізотопний склад, Алтай-Саянська складчаста область, Кіровоградський рудний район, Український щит.

## THE NATURE OF HIGHER URANIUM CONTENT IN OLIVINS OF ALPINOTYPE HIPERBASITES

**Fomin Yu. A.** Ph.D. (Geol.), Principal Specialist, State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine», Kyiv, Ukraine, yaf1941@gmail.com

*The data about uranium, gold and oxygen isotopes distribution in the olivine of different petro structural types from same alpinotype ultrabasite massifs are proposed. They demonstrate that at the time of contrary tendency of uranium and gold behavior in processes of rocks evolution on the crust-mantle level the higher uranium contents have secondary nature. These uranium concentrations are connected with crust stage of massifs formation. Gold distribution in the olivine's, as well as uranium, from one hand, reflect its content variations in the initial magmatic melts, which were generated on the different levels of upper mantle, from the other hand, closely connected with peculiarities of its plastic deformation and recrystallization at the processes of crust-mantle evolution. The different tendencies of elements are observed on the example of Bilinski massif investigation. There, the uranium quantity is systematically increasing apart stage of ultrabasite deformation with maximum in deformed olivine's on the high crust levels. On the contrary gold connection on in crust levels is decreasing. Exception from that row makes a list of olivines with high gold concentration that was explained by its deformation in city at the condition of upper mantle. Obtained results are important for understanding of mutual correlation crust-mantle problems and ore forming processes, which were demonstrated by investigation of the ore structures of Kirovograd mega block of the Ukrainian Shield.*

**Keywords:** alpinotype ultrabasite rocks, olivine, gold, uranium, isotopic composition, Altai-Sayan folded region, Kirovograd ore district, Ukrainian Shield.



## ІНФОРМАЦІЯ ДЛЯ АВТОРІВ

### Збірника наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища

До опублікування у Збірнику приймаються наукові праці, які ніколи не друкувалися раніше. Стаття має бути написана на актуальну тему, містити результати глибокого наукового дослідження, новизну та обґрунтування наукових висновків відповідно до мети статті (поставленого завдання). Кожен автор може подати не більше двох статей в одному випуску.

Рукописи приймаються обсягом 15-17 сторінок (разом з літературою, розширеними анотаціями) формату А-4, через 1,5 інтервали. Поля: всі – по 2 см, абзац – виступ на 1,27 см. Шрифт: Times New Roman, розмір – 12, виконані на комп'ютері у редакторі Word for Windows (\*.doc). Для набору формул, графіків і таблиць використовують спеціальні програми, вмонтовані у Word for Windows. **У статті не повинно бути переносів слів.** Номери сторінок не проставляти.

Статті подаються українською, російською чи англійською мовами у друкованому вигляді та в електронному варіанті (електронною поштою чи на електронному носії).

Питання, пов'язані з публікацією наукових оглядів (не більше 9000 слів і 10 рисунків), вирішуються редколегією на підставі заздалегідь наданої авторами розширеної анотації роботи та транслітерованого списку літератури.

Кожна стаття повинна мати код «УДК» (вгорі ліворуч). Нижче зліва – назва статті великими літерами (шрифт напівжирний Times New Roman, розмір – 12), вирівнювання по лівому краю. Нижче – прізвище та ініціали авторів, (звичайними літерами, шрифт напівжирний, прямий, розмір – 12). З нового рядка : прізвище та ініціали кожного з авторів із зазначенням наукового звання, посади, установи, де працює автор, електронна адреса (розмір – 8).

*Наприклад:*

УДК 504.06 : 65.012.16 : 004.891

## МОЖЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ЕКСПЕРТНИХ МЕТОДІВ ТА СИСТЕМ ДЛЯ ВИРІШЕННЯ ЗАДАЧ ЕКОЛОГІЧНОЇ БЕЗПЕКИ В ЗОНАХ ВПЛИВУ АЕС

**Попов О. О., Яцишин А. В., Артемчук В. О.**

*Попов О.О.* канд. т. н., докторант, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», sasha\_popov1982@mail.ru.

*Яцишин А.В.* докт. т. н., пров. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», andic@ua.fm.

*Артемчук В.О.* канд. т. н., докторант, Інститут проблем моделювання в енергетиці ім. Г. Є. Пухова Національної академії наук України, ak24avo@gmail.com.

Далі –подають анотацію мовою статті на 100-250 слів (не менш ніж 10-12 рядків) зі стислим викладом матеріалу та ключові слова (5-8 слів, шрифт 12, курсив). Потім повторюють російською та англійською мовами анотації у більш розширеному вигляді та ключові слова; а також ті самі дані, що наведені на прикладі

Графічний матеріал – рисунки, ілюстрації, схеми, діаграми – усі умовні позначення на них мають бути чіткими та виразними. Підписи під ними, «**Рис. 1.** » напівжирним стандартним, (прямим), а назва звичайним шрифтом, не включаються у формат рисунка. Бажано надавати електронну версію ілюстрацій у \*.tif або \*.jpg.

Таблиці повинні бути компактними, мати назву, їх «шапка» повинна точно відповідати змісту граф, всі графи шапки повинні бути заповнені. Саме слово «**Таблиця 1.**» розміщують зліва напівжирним шрифтом, у цьому ж рядку далі назва таблиці – звичайним шрифтом. Примітки та виноски до таблиці необхідно друкувати безпосередньо під нею. Розмір шрифту тексту таблиць може бути зменшений (до 8–10 pt).

Одиниці вимірювання повинні подаватися в системі СІ. Скорочення вживаються загальноприйняті. Спеціальні скорочення розшифровуються при першому наведенні у статті.

#### **Обов'язкові вимоги до анотацій, які повинні бути:**

- інформативними (без загальних слів);
- структурованими (відображати послідовну логіку опису результатів у статті);
- змістовними (відображати основний зміст статті; описувати основні цілі дослідження; висвітлювати найбільш значущі результати);
- містити конкретизацію авторського внеску (що розроблено, що запропоновано, що виявлено і т.д.);
- не містити посилань та аббревіатури.

У статті мають бути такі необхідні розділи, як **постановка проблеми, актуальність обраної теми, аналіз останніх досліджень і публікацій, постановка мети і завдань, виклад основного матеріалу дослідження і отриманих результатів, висновки і перспективи подальших досліджень у цьому напрямі, список літературних посилань**. Посилання на джерела використаних матеріалів, фактичних та статистичних даних є обов'язковими і подаються цифрою у квадратних дужках у порядку цитування в тексті.

**УВАГА!** У зв'язку із включенням журналу до низки міжнародних бібліографічно-реферативних баз даних, список літератури має складатися з двох блоків: ЛІТЕРАТУРА і REFERENCES (ця вимога діє і для англomовних статей). Назву «Література» і «References» даємо світлим, великими літерами. Прізвища авторів у джерелах виділяти світлим курсивом.

Збірник входить до Переліку наукових фахових видань України. Він представлений в інтернет-джерелах Національної бібліотеки України ім. В.І. Вернадського. У 2014 р. Збірник включений до бібліографічної бази даних наукових публікацій РІНЦ НЕБ (Російський індекс наукового цитування). З метою подальшого підвищення наукового рейтингу журналу та його дописувачів потрібно звернути увагу на таке:

1. Єдиним джерелом інформації щодо змісту статті для іноземних спеціалістів є анотація англійською мовою. Тому її обсяг повинен бути більшим за обсяг анотації українською якщо повний текст друкується тією самою мовою. Оскільки Збірник включений до бібліографічної бази даних НЕБ РІНЦ, анотація російською мовою також має бути розширеною. Обсяг анотації англійською мовою разом з назвою статті, ініціалами та прізвищами всіх авторів має містити мінімум 1000 знаків і не більше п'яти ключових слів.

Вимоги до анотацій англійською мовою такі: інформативність (відсутність загальних слів); змістовність (відображення основного змісту статті та результатів досліджень); застосування термінології, характерної для іноземних спеціальних текстів; єдність термінології в межах анотації; відсутність повторення відомостей, що містяться в заголовку статті.

Прізвища авторів статей подаються в одній з прийнятих міжнародних систем транслітерації (з української — відповідно до Постанови Кабінету Міністрів України № 55 від 27.01.2010 «Про впорядкування транслітерації українського алфавіту латиницею», з російської — відповідно до «Системы транслитерации Библиотеки конгресса США»). Зазначення прізвища у різних системах транслітерації призводить до дублювання профілів (ідентифікаторів) автора в базі даних (профіль створюється автоматично в разі збігу його даних по двох публікаціях).

Для повного й коректного створення профілю автора дуже важливо наводити місце його роботи. Дані про публікації автора використовуються для одержання повної інформації щодо наукової діяльності організацій і в цілому країни. Застосування в статті офіційної, без скорочень, назви організації англійською мовою запобігатиме втраті статей у системі аналізу організацій та авторів. Бажано вказувати в назві організації її відомство за приналежністю.

2. В аналітичній системі РІНЦ НЕБ потрібно надавати пристатейні списки використаної літератури латиницею, що дає змогу за посиланнями оцінювати визнання робіт конкретних авторів, науковий рівень журналів, організацій і країн у цілому, визначати актуальність наукових напрямків і проблем. Стаття з представницьким списком літератури демонструє професійний кругозір та якісний рівень досліджень її авторів.

Правильне описання джерел, на які посилаються автори, є запорукою того, що цитовану публікацію буде враховано в процесі оцінювання наукової діяльності її авторів, а отже, й організації, регіону, країни. За цитуванням журналу визначається його науковий рівень, авторитетність тощо. Тому найважливішими складовими в бібліографічних посиланнях є прізвища авторів та назви журналів. В описання статті треба вносити всіх авторів, не скорочуючи їх кількості.

Для україно- та російськомовних статей з журналів, збірників, конференцій структура бібліографічного описання така:

**автори (транслітерація), назва статті (транслітерація), переклад назви статті англійською мовою, назва джерела (транслітерація), вихідні дані, у квадратних дужках - мова оригіналу.**

Список використаної літератури (REFERENCES) наводиться повністю окремим блоком, повторюючи список літератури до україно- та російськомовної частини незалежно від того, містяться в ньому чи ні іноземні джерела. Якщо в списку є посилання на іноземні публікації, вони повністю повторюються в списку, який створюється в латинському алфавіті.

### **Наприклад:**

#### **ЛІТЕРАТУРА**

1. *Грабовецький Б. Є.* Методи експертних оцінок: теорія, методологія, напрямки використання : монографія / Б. Є. Грабовецький. – Вінниця : ВНТУ, 2010. – 171 с.
2. *Литвак Б. Г.* Экспертные технологии в управлении : учеб. пособие, 2-зд. /Б. Г. Литвак. – М. : Изд. «Дело», 2004. – 400 с.
3. *Попов О. О.* Використання експертних методів в задачах екологічної безпеки навколишнього середовища / О. О. Попов // «Хімічна і радіаційна безпека: проблеми і рішення» : Матеріали другої міжнародної конференції, 27-30 травня 2014 р. – Ужгород, 2014. – С. 67-68.

#### **REFERENCES**

1. *B. Grabovec'kyj* Metody ekspertnyh ocinok: teorija, metodologija, naprjamky vykorystannja : monografija [Methods of expert assessments: Theory, Methodology, directions of use: monograph] / B. Je. Grabovec'kyj. – Vinnycja : VNTU, 2010. – 171 s. [in Russian]
2. *B. Litvak* Jekspertnye tehnologii v upravlenii : ucheb. posobie, 2-e uzd [Expert technologies in management] Study Guide, 2nd ed./ B. G. Litvak. – M. : Izd. «Delo», 2004. – 400 s. [in Russian]
3. *O. Popov* Vykorystannja ekspertnyh metodiv v zadachah ekologichnoi' bezpeky navkolyshn'ogo seredovyshha [The use of expert methods in problems of ecological safety of the environment] / O. O. Popov // «Himichna i radiacijna bezpeka: problemy i rishennja» : Materialy drugoi' mizhnarodnoi' konferencii', 27-30 travnja 2014 r. – Uzhgorod, 2014. – S. 67-68. [in Ukrainian]

Матеріали, що публікуються в журналі, підлягають внутрішньому і зовнішньому рецензуванню, яке здійснюють члени редколегії журналу, фахівці відповідної галузі. Рецензування проводиться конфіденційно. У разі негативної рецензії чи наявності суттєвих зауважень, стаття може бути відхилена або повернута авторові (авторам) на доопрацювання.

- Статті розглядає редакційна колегія Збірника, рекомендує до друку вчена рада Інституту.
- Для більш об'єктивної оцінки наукового змісту статей може застосовуватися незалежне, конфіденційне рецензування (без зазначення прізвищ авторів і рецензентів).
- Редакційна колегія журналу залишає за собою право рецензувати, редагувати, скорочувати (без змін позицій авторів) та проводити відбір статей. Відхилені рукописи авторам не повертають.
- Стаття, подана без дотримання зазначених вимог, опублікуванню не підлягає. Відповідальність за достовірність інформації, фактів та інших відомостей, посилань на нормативні акти, цитати, власні імена, а також правильність перекладу несуть автори публікації.
- Статті, в оформленні яких не дотримані наведені правила для публікації в Збірнику, повертаються авторам без розгляду по суті. Датою надходження вважається день повторного подання статті після дотримання вказаних вище правил.
- Стаття має бути підписана усіма авторами. Слід вказати прізвище, ім'я і по батькові автора, з яким редакція листуватиметься, його поштову адресу, номери телефону, факсу, адресу електронної пошти.
- До статті авторів з інших установ повинен додаватись акт експертизи даної установи щодо можливості відкритої публікації поданих матеріалів.

Матеріали у поданому надрукованому варіанті мають ілюструвати бажаний авторами вигляд статті, що буде враховуватись під час верстки збірника. Редколегія залишає за собою право вносити редакторські зміни у матеріал статей без узгодження з авторами за умови збереження змісту.

Коректура авторам надсилається по електронній пошті у вигляді PDF- файлу. На перевірку коректури авторам відводиться 5 робочих днів, починаючи з дня, що йде за датою відправки коректури. Після закінчення зазначеного терміну стаття автоматично спрямовується до друку. Виправлення слід зазначити і прокоментувати в самому PDF- файлі або оформити у вигляді переліку виправлень (підписаного уповноваженим представником колективу авторів) і переслати по електронній пошті на адресу редакції.

До тексту статті обов'язково додається авторська довідка про всіх співавторів

#### Авторська довідка:

ПІБ автора повністю	Науковий ступінь, вчене звання	місце роботи, посада, повна поштова адреса місця роботи (з <b>індексом</b> )	поштова адреса для отримання авторського примірника або кореспонденції ( <b>поштовий індекс!</b> )	Електронна адреса	Контактні номери телефонів автора (ів).
1					
2					
3					

*Редколегія Збірника звертається до авторів з проханням дотримуватись належних вимог щодо оформлення своїх статей*

**ЗБІРНИК НАУКОВИХ ПРАЦЬ  
ІНСТИТУТУ ГЕОХІМІЇ НАВКОЛИШНЬОГО  
СЕРЕДОВИЩА**

**ВИПУСК 24**

Підписано до друку 21 грудня 2015 року

Віддруковано в ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища»  
Свідоцтво АА № 027774 від 23.04.2013 р.  
про внесення до єдиного державного реєстру України