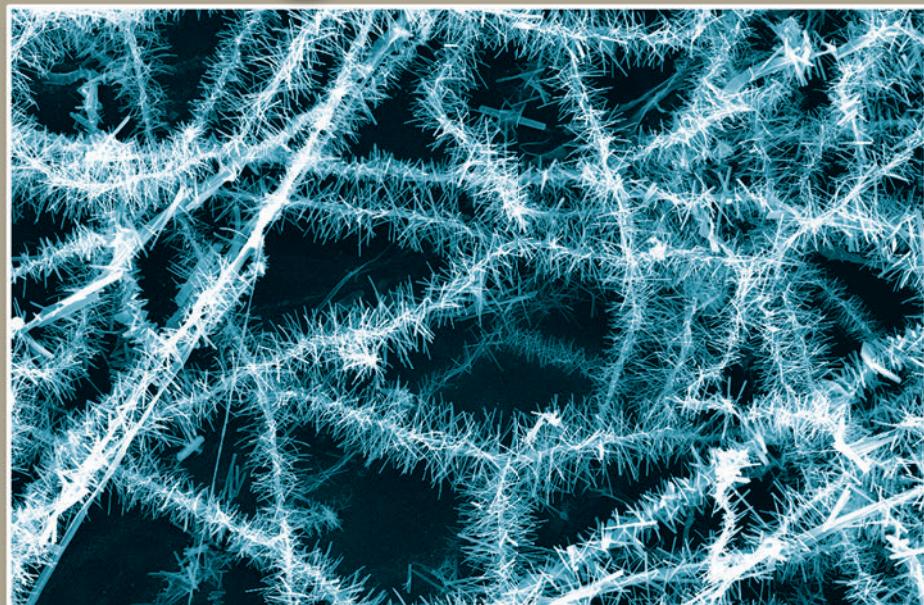


ISSN 0204-3548

MINERALOGICAL
JOURNAL
(UKRAINE)

ЖУРНАЛ



МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

33 TOM
volume 1
2011

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

Головний редактор
О.М. ПОНОМАРЕНКО (Україна)

О.Б. Бобров (Україна)
Е.Я. Жовинський (Україна)
В.М. Загнітко (Україна)
В.М. Кvasниця (Україна)
С.Г. Кривдік
заступник головного редактора (Україна)
Є.О. Куліш
заступник головного редактора (Україна)
Г.О. Кульчицька
відповідальний секретар (Україна)
А.А. Маракушев (Росія)
І. М. Наумко (Україна)
В.І. Павлишин
заступник головного редактора (Україна)
О.М. Платонов (Україна)
Е.В. Соботович (Україна)
Л.М. Степанюк (Україна)
Г. Удубаша (Румунія)
В.С. Урусов (Росія)
В.М. Хоменко (Україна)
Є.Ф. Шнюков (Україна)
Р.Д. Шхаулін (Нідерланди)
М.П. Щербак
заступник головного редактора (Україна)
М.П. Юшкін (Росія)

Завідуюча редакцією
Н.Р. Калмикова

Редактори
А.І. Радченко, В.В. Матросова

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ

03680 Київ-142, проспект Академіка Палладіна, 34
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
редакція "Мінералогічного журналу"
тел. (38044) 424-02-42
Факс (38044) 424-12-70
E-mail: igmr@igmof.gov.ua

Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації
видане Міністерством юстиції України Серія KB № 12859-1743 ПР

Друкується за постановою редакційної колегії журналу

Технічний редактор Т.М. Шендерович

Комп'ютерна верстка В.Г. Веденської

Здано до набору 18.02.2011. Підп. до друку 11.03.2011. Формат 60×84/8. Папір. офс. № 1. Гарн. Ньютон.
Друк офсетний. Умов. друк. арк. 11,35. Тираж 265 прим. Зам. 2928.

Оригінал-макет виготовлено та тираж видруковано ВД "Академперіодика" НАН України,
01004 м. Київ-4, вул. Терещенківська, 4

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 544 від 27.07.2001 р.

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief
O.M. PONOMARENKO (Ukraine)

O.B. Bobrov (Ukraine)
V.M. Khomenko (Ukraine)
S.G. Kryvdik
Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
G.O. Kulchytska
Secretary-in-Chief (Ukraine)
E.O. Kulish
Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
V.M. Kvasnytsya (Ukraine)
A.A. Marakushev (Russia)
I.M. Naumko (Ukraine)
V.I. Pavlyshyn
Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
O.M. Platonov (Ukraine)
R.D. Schuiling (The Netherlands)
M.P. Shcherbak
Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
E.F. Shnyukov (Ukraine)
E.V. Sobotovych (Ukraine)
L.M. Stepanyuk (Ukraine)
G. Udubaşa (Rumania)
V.S. Urusov (Russia)
N.P. Yushkin (Russia)
V.M. Zagnitko (Ukraine)
Ed.Ya. Zhovynsky (Ukraine)

Head of the Editorial Staff
N.R. Kalmykova

Editors
A.I. Radchenko, V.V. Matrosova

EDITORSHIP ADDRESS

34, Palladina Prospect, 03680, Kyiv-142,
Ukraine
Tel. (38044) 424-02-42
Fax (38044) 424-12-70
E-mail: igmr@igmof.gov.ua

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

том 33 • 1 • 2011

СІЧЕНЬ – БЕРЕЗЕНЬ

НАУКОВО-ТЕОРЕТИЧНИЙ ЖУРНАЛ • ЗАСНОВАНИЙ У ВЕРЕСНІ 1979 р. • ВИХОДИТЬ 4 РАЗИ НА РІК • КІЇВ

ЗМІСТ

Геохімія

ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО С.Б., СТЕПАНЮК Л.М., ПОНОМАРЕНКО А.Н., БАЛАГАНСКИЙ В.В., СЕРГЕЄВ С.А., ПРЕСНЯКОВ С.Л. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита)	3
ШУМЛЯНСЬКИЙ Л.В., ЗАГНІТКО В.М. Ізотопний вік, геохімічні та мінералогічні особливості пегматитів в анортозитах Володарськ-Волинського масиву, Коростенський plutон	15
БОБРОВ О.Б., СТЕПАНЮК Л.М., ПАРАНЬКО І.С., ПОНОМАРЕНКО О.М., ШУМЛЯНСЬКИЙ Л.В., ДЮЙМ Б. Генезис та вік циркону із "латівського" горизонту криворізької серії Українського щита	30

Мінералогія

ЦЫМБАЛ С.Н., КРЕМЕНЕЦКИЙ А.А., СОБОЛЕВ В.Б., ЦЫМБАЛ Ю.С. Минералы циркония из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки (юго-восток Украинского щита)	41
ПЕТРОВСКИЙ В.А., ВАСИЛЬЕВ Е.А., ЛЮТОЕВ В.П., СИЛАЕВ В.И., КОЗЛОВ А.В., СУХАРЕВ А.Е., МАРТИНС М. Особенности спектроскопии бразильских алмазов	63

Петрологія

ЕРЕМЕЕВ Г.П. Структуры и текстуры течения в железисто-кремнистых формациях Украинского щита	72
-------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Рудоутворення

МИХАЛЬЧЕНКО И.И., ШАФРАНСКАЯ Н.В. Структурная позиция тел ураноносных щелочных натриевых метасоматитов в зоне Адабашского разлома	79
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Короткі повідомлення

SCHUILING R.D. Pyrolusite-rich tailings from Nikopol against anoxia?	88
--------------------------------------------------------------------------------	----

Хроніка

КВАСНИЦА В.Н., КУТУЗОВА Т.Я. Минерагения во времени и в пространстве (отзыв на трехтомник "Историческая минерагения")	91
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Наші автори	96
-----------------------	----

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE

MINERALOGICAL JOURNAL (UKRAINE)

VOL. 33 • 1 • 2011

JANUARY–MARCH

SCIENTIFIC-THEORETICAL JOURNAL • FOUNDED IN SEPTEMBER, 1979 • 4 ISSUES PER YEAR • KYIV

CONTENTS

Geochemistry

LOBACH-ZHUCHENKO S.B., STEPANYUK L.M., PONOMARENKO O.M., BALAGANSKIY V.V., SERGEV S.A., PRESNYAKOV S.L. Age of Zircons from Enderbite-Gneisses of the Middle Bug Area (Dniester-Bug Megablock of the Ukrainian Shield)	3
SHUMLYANSKYY L.V., ZAGNITKO V.M. Isotope Age, Geochemical and Mineralogical Peculiarities of Pegmatites in Anorthosites of the Volodarsk-Volynsky Massif, Korosten Pluton	15
BOBROV O.B., STEPANYUK L.M., PARANKO I.S., PONOMARENKO O.M., SHUMLYANSKYY L.V., DHUIME B. Genesis and Age of Zircon from "Lativka" Horizon of Kryvyi Rih Series of the Ukrainian Shield	30

Mineralogy

TSYMBAL S.N., KREMENETSKY A.A., SOBOLEV V.B., TSYMBAL YU.S. Zirconium Minerals from Kimberlites of the Novolaspa Pipe and Dike (South-East of the Ukrainian Shield)	41
PETROVSKY V.A., VASILYEV E.A., LUTOEV V.P., SILAEV V.I., KOZLOV A.V., SUKHAREV A.E., MARTINS M. Peculiarities of Spectroscopy of the Brazilian Diamonds.	63

Petrology

EREMEEV G.P. Structures and Textures of Flow in Iron-Siliceous Formations of the Ukrainian Shield	72
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Ore Formation

MIKHALCHENKO I.I., SHAFRANSKAYA N.V. Structural Position of the Bodies of Uranium-Bearing Alkaline Sodium Metasomatites in the Zone of the Adabash Fault	79
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Brief Information

SCHUILING R.D. Pyrolusite-Rich Tailings from Nikopol Against Anoxia?	88
--------------------------------------------------------------------------------	----

News Items

KVASNYTSYA V.N., KUTUZOVA T.YA. Minerageny in Time and Space (Review of Three-Volumes Historical Minerageny)	91
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Our Authors	96
-----------------------	----

УДК 550.93 (477)

**С.Б. Лобач-Жученко¹, Л.М. Степанюк², А.Н. Пономаренко²,
В.В. Балаганский³, С.А. Сергеев⁴, С.Л. Пресняков⁴**

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, Россия, наб. Макарова, 2

² Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семененко НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua

³ Геологический институт КНЦ РАН
184209, Мурманская обл., г. Апатиты, Россия, ул. Ферсмана, 14

⁴ Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского
199106, г. Санкт-Петербург, В. О., Россия, Средний пр., 74

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ЭНДЕРБИТО-ГНЕЙСОВ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ (ДНЕСТРОВСКО-БУГСКИЙ МЕГАБЛОК УКРАИНСКОГО ЩИТА)

С помощью ион-ионного микрозонда SHRIMP-II изучены уран-свинцовые изотопные системы разных генераций циркона из трех проб эндербито-гнейсов, распространенных в районе с. Завалье (Среднее Побужье) — карьерах Одесском, Казачий Яр и Завальевском графитовом. Протолитом эндербито-гнейсов были магматические породы, о чем свидетельствует анатомия кристаллов циркона. Ранняя "магматическая" генерация циркона в них представлена идиоморфными ядрами с тонкой концентрической зональностью, повторяющей контур ядра. Во всех трех пробах кристаллы циркона сложные, представлены несколькими генерациями минерала. Полученные значения достоверных (конкордантных) дат лежат в возрастном интервале 3,65—1,99 млрд лет. Наиболее древний достоверный возраст 3648 ± 32 млн лет получен для концентрически зонального ядра в кристалле циркона из эндербито-гнейса карьера Казачий Яр. Другие конкордантные значения возраста: зональное ядро — 2867 ± 16 , высокоурановое незональное ядро — 2082 ± 23 и низкоурановая оболочка — 1980 ± 30 млн лет, отражают наложенные структурно-метаморфические преобразования исходных пород. Практически конкордантные значения возраста, полученные по некоторым зернам циркона из эндербито-гнейса Одесского карьера, отражают три события: 3506 ± 37 — для ядра с магматической зональностью, 2870 ± 22 — для малоурановой генерации циркона и 2144 ± 40 млн лет — для низкоуранового ядра. Возраст древнейших ядер из эндербито-гнейса Завальевского графитового карьера заметно меньше — $3281,1 \pm 7,7$ млн лет. Многие структурно-метаморфические преобразования, хорошо проявленные в анатомии кристаллов циркона, и полученные значения возраста которых представляются достаточно надежными, исходные тоналиты претерпели 2668 ± 17 млн лет и около 2,0 млрд лет назад.

Днестровско-Бугский мегаблок — гранулито-гнейсовая область, сложенная преимущественно архейскими образованиями. Они представлены породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и претерпевшими влияние нескольких эндогенных структурно-метаморфических преобразо-

ваний. Многочисленные проявления наложенных высокотемпературных процессов сказались как на самих породах (их составе, текстурно-структурных особенностях, парагенезисах породообразующих минералов), так и на анатомии кристаллов акцессорного циркона. Достаточно широко в пределах мегаблока распространены эндербито-гнейсы.

В Среднем Побужье эндербито-гнейсы эпизодически обнажаются в долине р. Южный Буг (от г. Гайворон до г. Первомайск) и вскры-

© С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, Л.М. СТЕПАНЮК,
А.Н. ПОНОМАРЕНКО, В.В. БАЛАГАНСКИЙ,
С.А. СЕРГЕЕВ, С.Л. ПРЕСНЯКОВ, 2011

ты многочисленными карьерами. Это зелено-вато-серые гнейсовидные породы, характерной чертой которых является наличие двух пироксенов, неоднородный состав (от трондемитов до диоритов, а в некоторых случаях — до пла-гиоклазитов (табл. 1)) и полосчатая текстура (светлые лейкохратовые полосы чередуются с более темными, обогащенными железистомагнезиальными силикатами) без четких закономерностей в их пространственном размещении. Все разности эндербито-гнейсов имеют одинаковый минеральный состав, но разные соотношения минералов.

Структура эндербито-гнейсов грано-, гетерогранобластовая, среднезернистая. Минеральный состав, вес. %: гиперстен — 5—15; диопсид — 0—10; плахиоклаз (№ 20—35) — 45—90; кварц — 5—35; единичные зерна роговой обманки, граната, очень редко — биотита. Из акцессорных минералов присутствуют ильменит, магнетит, циркон и апатит. Иногда в результате наложенных процессов в породах увеличивается количество роговой обманки и граната, появляется биотит.

О магматической природе протолита эндербито-гнейсов свидетельствует анатомия кристаллов циркона. Ранняя "магматическая" генерация циркона в них представлена идиоморфными ядрами с тонкой концентричес-

кой зональностью, повторяющей контур ядра (рис. 1).

Для определения времени формирования эндербито-гнейсов было проведено несколько датировок по циркону с помощью уран-свинцовового изотопного метода. В результате с помощью классического уран-свинцовового изотопного метода для цирконов из эндербито-гнейсов, распространенных северо-западнее с. Завалье (карьера Казачий Яр и Одесский), был получен ряд датировок: 3,1 млрд лет [4], несколько позже — 3,4 [16]. Значительное расхождение значений возраста вызвано "омоложением" цирконов вследствие нарастания на древние ядра магматогенного циркона нескольких, в отдельных кристаллах более двух, оболочек [5, 13], отражающих более молодые эндогенные события. Это закономерно, поскольку навески зерен циркона из полиметаморфических комплексов, используемые при измерении классическим методом, усредняют значения возраста геологических событий, имевших место в ходе их становления. Более достоверный возраст (3,65 млрд лет) был получен Е.В. Бибиковой в результате применения метода локального датирования на ион-ионном микрозонде *Cameca* [19] для ранней генерации сложных кристаллов циркона из этих же эндербито-гнейсов. Палеоархейские

Таблица 1. Химический состав эндербито-гнейсов Среднего Побужья, %

Table 1. Chemical composition of enderbite-gneisses of Middle Pobuzhie, %

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
CP-10-20	70,89	0,40	15,80	2,43	0,60	0,03	0,70	4,50	3,60	0,30	0,11	0,10	0,05	0,34	99,85
CP-10-22	55,50	1,20	15,60	9,00	1,58	0,19	4,00	7,50	3,60	0,30	0,40	0,10	0,05	1,04	100,06
CP-10-23	72,00	0,40	15,30	2,14	0,80	0,04	0,60	4,10	3,60	0,40	0,11	0,09	0,05	0,43	100,06
CP-10-24	62,50	0,90	14,10	6,00	2,50	0,11	2,60	6,00	3,60	0,40	0,36	0,10	0,05	0,71	99,93
UR-22/1	61,03	0,92	16,02	0,98	5,86	0,15	2,69	5,97	4,51	0,78	0,10	0,02	0,23	0,63	99,89
CP-13-3к	56,50	0,90	21,13	4,29	0,80	0,08	2,30	7,30	4,85	0,32	0,40	0,08	0,04	0,7	99,69
CP-13-11	73,50	0,05	15,50	0,44	1,00	0,03	0,40	4,20	4,00	0,50	Сл.	0,10	0,03	0,35	100,1
CP-13-12	61,10	0,80	13,95	6,15	2,70	0,14	3,50	6,50	3,40	0,40	0,34	0,09	0,05	0,75	99,87
CP-13-13	70,60	0,40	13,60	4,14	0,70	0,03	1,20	4,20	3,60	0,40	0,22	0,10	0,05	0,75	99,99
CP-13-13/28	54,76	1,23	20,16	1,04	5,01	0,09	3,11	7,07	6,17	0,40	0,26	0,02	0,08	0,86	100,26
E-31/3к	63,14	0,47	17,76	1,04	2,58	0,06	2,52	5,77	5,08	0,60	0,11	Сл.	0,10	0,59	99,82
CP-8	65,29	0,50	16,48	2,02	3,22	0,11	1,41	5,38	4,80	0,48	0,30	H/в	0,05	0,17	100,21
CP-8-15	70,20	0,34	16,26	1,37	2,01	0,05	0,92	4,10	3,78	0,82	0,11	Сл.	0,12	0,33	100,41
CP-11	73,30	0,10	14,70	1,45	0,14	0,08	1,30	2,00	4,00	2,80	0,01	0,05	0,01	0,12	100,06
CP-11-5	64,20	0,30	17,30	2,57	1,55	0,04	1,70	6,20	4,00	1,40	0,10	0,13	0,05	0,43	99,97
CP-14-22	71,28	0,20	16,04	1,20	1,62	0,05	0,71	3,34	3,86	0,92	0,10	0,05	0,05	0,54	99,96

Примечание. Пробы отобраны в карьерах: CP-10-*n* и UR-22/1 — Одесском, CP-13-*n*, E-31/3 и E-31/3к — Казачий Яр, CP-8-*n* — Кошаро-Александровском, CP-11-*n* — Гайворонском и CP-14-22 — Завальевском графитовом. Анализы выполнены в лаборатории силикатного анализа ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

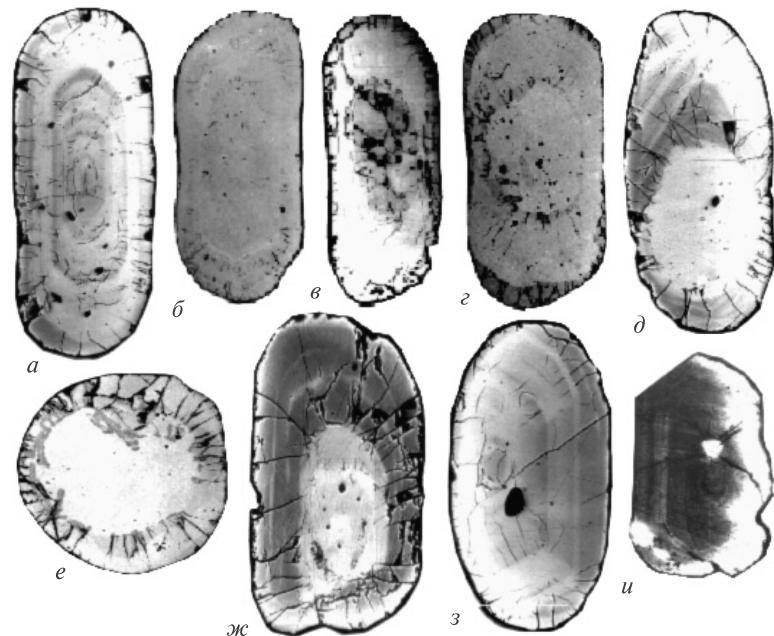


Рис. 1. Микрофотографии срезов кристаллов циркона из эндербито-гнейсов Побужья: *а—г* — кристаллы, сложенные тремя генерациями циркона (*а*, *б* — первая генерация представлена тонкозональным ядром; *в*, *г* — реликтами азонального циркона); *д—жс* — кристаллы, сложенные двумя генерациями циркона; *з* — кристалл циркона из лейкосомы, представленной антипертитовым эндербитом, палеосома — эндербито-гнейс; *и* — кристалл циркона из жилы антипертитового эндербита, рассекающей амфибол-двутироксеновый кристаллосланец. Микропрояектор *Jeol-733*, режим *COMPO*

Fig. 1. Microphotos of sections of zircon crystals from hypersthene-plagioclase gneisses (enderbite-gneisses) of Pobuzhie (the Bug area): *a—г* — crystals composed by three generations of zircon (*а*, *б* — the first generation is presented by fine-zonal kernel; *в*, *г* — by relics of azonal zircon); *д—жс* — crystals composed by three generations of zircon; *з* — zircon crystal from leucosoma, presented by antiperthite enderbite, paleosoma — enderbite-gneiss; *и* — zircon crystal from the vein of antiperthite enderbite cutting amphibole-bipyroxene crystal schist. Microprobe *Jeol-733*, mode *COMPO*

значения модельного возраста для этих образований были получены с применением самарий-неодимового метода [12]. На сегодня из-за неоднократной и глубокой структурно-метаморфической переработки пород нет однозначного ответа на вопрос, какой из геологических процессов (вулканизм или интрузивный магматизм) соответствует возрасту 3,65 млрд лет. А это весьма важно для обоснованного выделения днестровско-бугской серии, определения ее природы и возрастного положения. Относительно первичной природы этих образований среди украинских геологов существует несколько точек зрения. Некоторые исследователи [6, 15] относят их к вулканогенно-осадочным образованиям, другие рассматривают в качестве продуктов базификации первичной базитовой [2, 17] или анортозитовой [7] коры. В соответствии с "Кореляционной хроностратиграфической схемой раннего докембрия Украинского щита" [3], эндербитогнейсы принадлежат к тыровской толще днестровско-бугской серии.

Первый гранулитовый метаморфизм эндербито-гнейсы, возможно, претерпели приблизительно 3,2–3,1 млрд лет назад [8] или, по данным Е.В. Бибиковой [19], около 2,8 млрд лет назад. Близкие значения возраста получе-

ны с помощью классического уран-свинцового изотопного датирования по цирконам из гранат-биотитовых гнейсов (2,84 млрд лет) [5] и по цирконам из мафитовых и ультрамафитовых гранулитов (2,7 млрд лет) [9]. Еще меньшие значения получены по цирконам из метапироксенита (2,32 млрд лет) и основного кристаллосланца (2,36) [9], гранита (2,34) [1] и гранат-биотитового гнейса (2,32 млрд лет) [11]. Поскольку значения 2,36–2,32 млрд лет получены по навескам зерен, то нет полной уверенности в том, что они соответствуют определенным геологическим событиям.

Время проявления последних эндогенных процессов в породах этого района фиксируется формированием анатектических линзовидных и жильных тел антипертитовых эндербитов — $1992,7 \pm 2,1$ млн лет, чарнокитов — $2058 \pm 0,8$ [14]. В районах, характеризуемых в этой работе, около 2 млрд лет назад имело место становление мафитовых даек и наложение метаморфических процессов, сопровождавшихся кристаллизацией циркона возрастом около 1,95 млрд лет [5].

Нами с помощью ион-ионного микропрояектора *SHRIMP-II* (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия), изучены уран-свинцовые изотопные

системы разных генераций циркона из эндербито-гнейсов, распространенных в районе с. Завалье — карьеры Казачий Яр, Одесский и Завальевский графитовый.

Характеристика морфологии и состава цирконов. Кристаллы цирконов практически из всех отобранных нами в разное время проб эндербито-гнейсов (около 30), вне зависимости от минерального и химического состава породы, имеют весьма похожее и сложное внутреннее строение, обусловленное сочетанием в разных комбинациях трех (изредка четырех) генераций циркона (рис. 1). Как правило присутствуют кристаллы с тонкозональными ядрами, имеющими кристалломорфологически правильные очертания (рис. 1, а, б), на которые нарастают чаще всего две оболочки (рис. 1, а—г). В некоторых кристаллах встречаются ядра незонального циркона или реликты (фрагменты) древних ядер (рис. 1, в, г). Циркон первой оболочки незональный, характеризуется высоким двупреломлением, светло-розового цвета. Вторая, внешняя его оболочка грубозональная, светло- или бледно-розовая, с высоким двупреломлением. Во многих кристаллах

древние ядра отсутствуют и они полностью сложены цирконом, образующим оболочки в описанных выше кристаллах (рис. 1, д—ж), при этом циркон первой оболочки в них выполняет роль ядра. Характерно, что максимально развита (занимает наибольший объем в кристалле) вторая оболочка в цирконах из лейкосомы (рис. 1, з), представленной антипертитовыми эндербитами, а в жильных телах антипертитовых эндербитов большинство кристаллов сложены цирконом (рис. 1, и), аналогичным циркону внешней оболочки в кристаллах из эндербито-гнейсов.

Проба CP-13-3/28 (восточный борт карьера Казачий Яр, левый берег р. Юж. Буг). Цирконы образуют крупные, удлиненно-призматические, реже — короткопризматические с округленными вершинками, преимущественно двух- и трехфазные кристаллы, центральные части которых практически не прозрачны в катодолюминесценции (CL). Во многих из них хорошо сохранилась тонкая концентрическая (магматическая) зональность. Они характеризуются высоким содержанием U (666—439 ppm), Th (274—641 ppm), Th/U отношение варьирует

Таблица 2. Результаты U-Pb датирования цирконов из эндербито-гнейса (пр. CP-13-3/28, карьер Казачий Яр)
Table 2. Results of U-Pb dating of zircons from enderbite-gneisses, sample CP-13-3/28, Kazatchy Yar open pit

Номер участка анализа	Содержание, ppm			$^{206}\text{Pb}_c$, %	Изотопные отношения								Возраст, млн лет			Дискордантность			
					измеренные				рассчитанные										
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	егр. %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	егр. %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	±, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±, %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±, %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±	
CP13328.1.1	439	274	292	0,06	1,290	0,78	0,3255	1,0	0,3250	1,0	34,7	1,3	0,7746	0,78	3697	22	3593	16	-2,8
CP13328.2.1	550	257	261	0,04	1,812	0,89	0,1917	0,53	0,1913	0,53	14,55	1,0	0,5516	0,89	2832	20	2753	8,8	-2,8
CP13328.2.2	455	240	218	0,04	1,793	0,79	0,2058	0,5	0,2054	0,51	15,79	0,9	0,5574	0,79	2856	18	2870	8,3	0,5
CP13328.3.1	735	417	373	0,11	1,694	0,76	0,2689	0,61	0,2679	0,61	21,78	1,0	0,5895	0,76	2987	18	3294	9,6	10
CP13328.4.1	574	294	379	0,05	1,301	0,78	0,3309	1,6	0,3305	1,6	34,99	1,7	0,7679	0,78	3673	22	3619	24	-1,5
CP13328.5.1	666	641	391	0,09	1,462	0,78	0,2960	1,5	0,2952	1,5	27,81	1,7	0,6833	0,78	3357	20	3445	24	2,6
CP13328.6.1	1342	216	439	0,01	2,627	0,73	0,1298	1,5	0,1298	1,5	6,81	1,6	0,3806	0,73	2079	13	2095	26	0,8
CP13328.6.2	129	42	40,3	0,47	2,749	0,96	0,1235	1,3	0,1193	1,8	5,95	2,0	0,3617	0,98	1990	17	1945	32	-2,3
CP13328.7.1	623	381	356	0,05	1,504	0,75	0,3018	0,78	0,3013	0,78	27,6	1,1	0,6643	0,75	3284	19	3477	12	5,9
CP13328.8.1	399	150	207	0,05	1,657	0,79	0,2716	2,3	0,2712	2,3	22,55	2,4	0,6031	0,79	3042	19	3313	35	8,9
CP13328.9.1	657	75	375	0,01	1,503	0,88	0,2888	0,32	0,2887	0,32	26,49	0,9	0,6653	0,88	3288	23	3411	4,9	3,7
CP13328.10.1	237	163	75	0,08	2,718	10	0,1319	0,73	0,1312	0,76	6,649	1,3	0,3675	10	2018	17	2114	13	4,8
CP13328.11.1	192	88	126	0,09	1,306	1,0	0,2808	2,4	0,2801	2,5	29,52	2,7	0,7645	1,0	3661	28	3363	38	-8,1
CP13328.12.1	283	153	137	0,26	1,773	1,3	0,2311	1,4	0,2289	1,4	17,74	2,0	0,5621	1,3	2875	30	3044	23	5,9
CP13328.13.1	76	40	43,2	0,18	1,517	1,1	0,2767	0,93	0,2752	0,96	24,94	1,4	0,6573	1,1	3256	28	3336	15	2,4
CP13328.13.2	771	370	347	0,02	1,908	0,76	0,2161	0,34	0,2160	0,35	15,61	0,8	0,5241	0,76	2716	17	2951	5,6	8,6

П р и м е ч а н и е. Тут и в табл. 3, 4 ошибки измерений приведены при 1σ ; Pb_c — содержание обычного свинца. Поправка на обычный свинец введена на измеренное содержание изотопа ^{204}Pb . Номера участков анализа состоят из номера пробы — CP-13-/28, номера кристаллов — 1—13 и номера участка датирования на кристалле — 1—2 (рис. 2).

Таблица 3. Результаты U-Pb датирования цирконов из эндербито-гнейса (пр. UR-22/1, Одесский карьер)

Table 3. Results of U-Pb dating of zircons from enderbite-gneisses, sample UR-22/1, Odessa open pit

Номер участка анализа	Содержание, ppm			$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	Изотопные отношения								Возраст, млн лет			Дискордантность			
					измеренные				рассчитанные										
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	еггор, %	^{207}Pb	еггор, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	±, %	$^{207}\text{Pb}^*$	±, %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±, %	^{206}Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±		
UR221.1.1	110	111	68,4	—	1,377	2,2	0,2316	0,85	0,2317	0,85	23,21	2,4	0,726	2,2	3520	60	3064	14	-13
UR221.2.1	113	35	75,8	0,03	1,276	2,2	0,3156	0,87	0,3154	0,87	34,05	2,4	0,783	2,2	3728	62	3547	13	-4,9
UR221.3.1	150	88	89,4	0,06	1,439	2,2	0,3075	2,4	0,3070	2,4	29,39	3,2	0,694	2,2	3399	57	3506	37	3,1
UR221.4.1	27	4	8,75	—	2,608	2,7	0,1331	2,3	0,1335	2,3	7,06	3,6	0,384	2,7	2093	49	2144	40	2,4
UR221.5.1	58	19	27,4	0,19	1,805	2,3	0,2072	1,3	0,2055	1,4	15,66	2,7	0,553	2,3	2836	54	2870	22	1,2
UR221.6.1	166	71	61,1	0,04	2,33	2,2	0,1708	0,84	0,1704	0,87	10,08	2,3	0,429	2,2	2301	42	2562	15	11
UR221.7.1	282	154	109	0,09	2,215	2,1	0,1831	1,5	0,1823	1,5	11,33	2,6	0,451	2,1	2399	42	2674	25	11
UR221.7.2	36	11	11,4	0,77	2,752	2,5	0,1226	2,1	0,1158	3,5	5,75	4,3	0,360	2,6	1982	44	1892	62	-4,6
UR221.8.1	122	57	63,4	0,03	1,66	2,3	0,2944	0,68	0,2942	0,68	24,43	2,4	0,602	2,3	3039	55	3440	11	13
UR221.9.1	150	98	72,1	0,04	1,781	2,2	0,2521	0,67	0,2518	0,68	19,48	2,3	0,561	2,2	2872	50	3196	11	11

П р и м е ч а н и е. Номера участков анализа состоят из номера пробы — UR-22/1, номера кристаллов — 1—9 и номера участка датирования на кристалле — 1—2 (рис. 4).

ет незначительно (0,51—0,91). Два зерна возрастом 2 млрд лет имеют более низкое значение Th/U отношения (0,16 и 0,32) (табл. 2).

В пробе UR-22/1 (центральная часть северо-западного борта Одесского карьера, правый берег р. Юж. Буг) присутствуют цирконы, представленные весьма разнообразными типами как по удлинению (от удлиненно-призматических до изометрических), так и по окраске (коричневые, коричневато-, серовато- и светло-розовые). Цирконы как правило сложены тремя или двумя генерациями. Ядра трехфазных зерен (преимущественно это удлиненно-призматические кристаллы) серого или темно-серого цвета в CL с отчетливой магматической зональностью, которая срезается серой в CL, однородной метасоматической (?) каймой. Метасоматический процесс, обусловивший образование этой каймы, был достаточно интенсивным, судя по тому, что у многих зерен были полностью растворены копьевидные окончания кристаллов. Внешняя кайма у большинства зерен светлая в CL. Все зерна характеризуются умеренным содержанием U и Th: три зерна с наибольшими значениями возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (3547—3440 млн лет) имеют средние значения 125 и 60 ppm соответственно, а Th/U отношение — 0,47 (табл. 3).

Проба CP-14-22 (северный борт Завальевского графитового карьера, третий уступ снизу от дороги) содержит удлиненно-призматические, крупные цирконы (от 250×130 до 500×150 мк). Здесь значительно больше ко-

роткопризматических и изометрических зерен, чем в двух предыдущих пробах. Для кристаллов циркона характерна широкая гамма окрасок — от коричневой до светло-розовой, при этом многие кристаллы имеют неоднородную окраску, более темную в центральной части и светлую в периферической. Кристаллы сложные, многофазные. В отдельных кристаллах наблюдается несколько темных (черных, серых) зон в CL, разделенных светлыми. Для большей части зерен, в том числе имеющих наибольший возраст, характерно высокое содержание U, Th/U отношение варьирует от 0,07 до 0,46.

Методика изотопных исследований. U-Pb датирование цирконов было выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные вручную зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна циркона были сошлифованы и пришлифованы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использованы оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность циркона. Измерения U/Pb отношений на SHRIMP-II проведены по методике, описанной в статье [22]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов

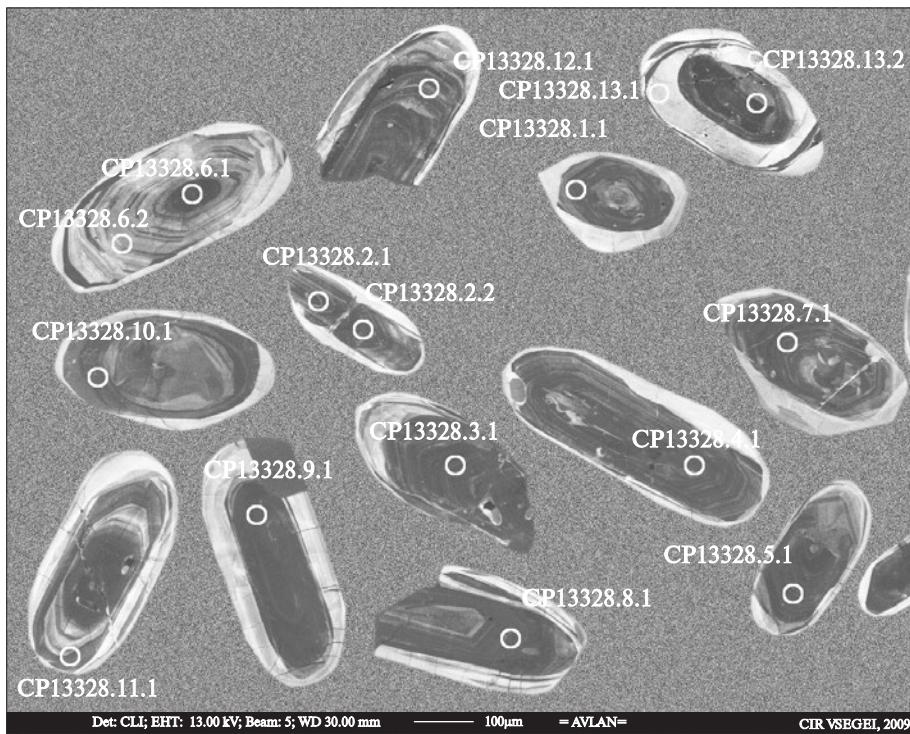


Рис. 2. Микрофотографии срезов кристаллов циркона из эндербито-гнейса, пр. CP-13-3/28, карьер Казачий Яр, катодолюминесценция

Fig. 2. Microphotos of sections of zircon crystals from enderbite-gneiss, sample CP-13-3/28, Kazatchy Yar open pit, cathodoluminescence

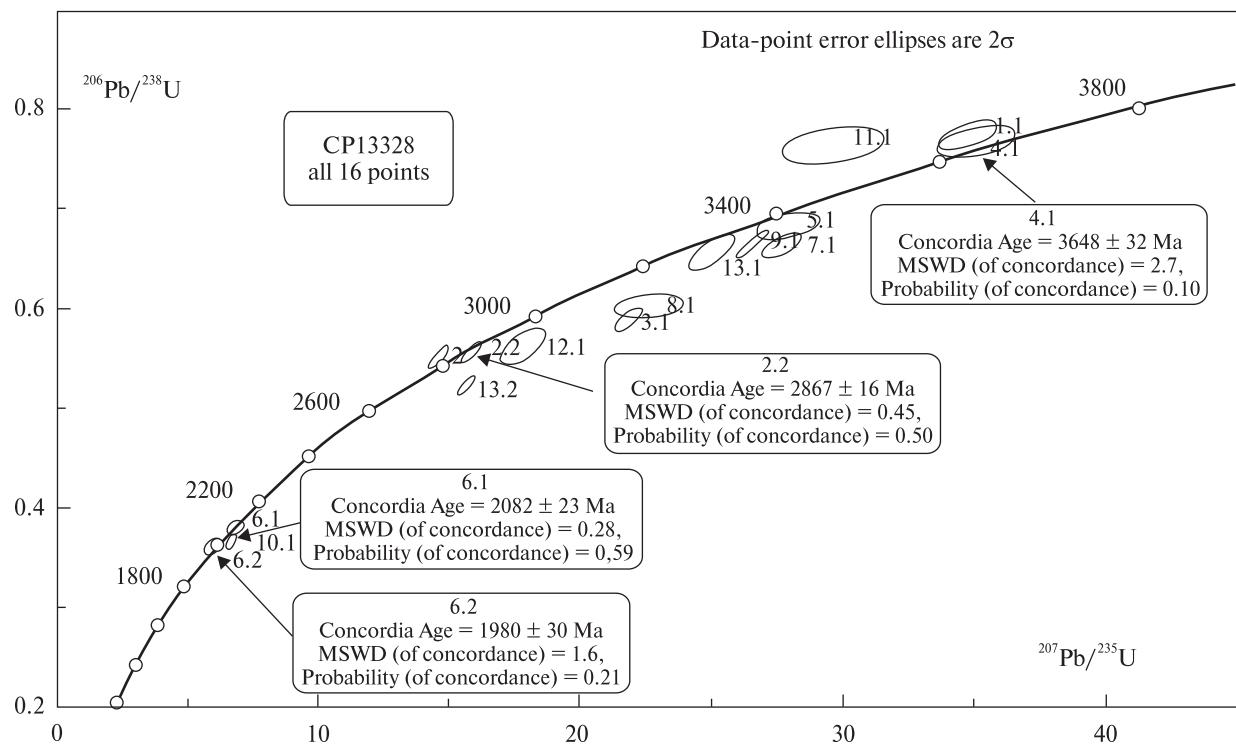


Рис. 3. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из эндербито-гнейса, пр. CP-13-3/28

Fig. 3. Uranium-lead diagram with concordia for zircons from enderbite-gneiss, sample CP-13-3/28

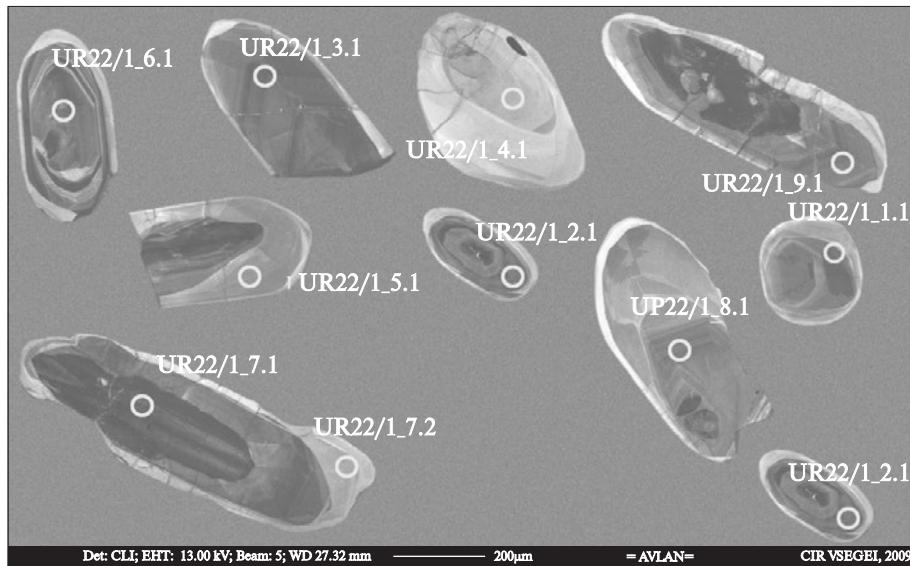


Рис. 4. Микрофотографии срезов кристаллов циркона из эндербито-гнейса, пр. UR-22/1, Одесский карьер, катодолюминесценция

Fig. 4. Micrphotos of sections of zircon crystals from enderbite-gneiss, sample UR-22/1, Odessa open pit, cathodoluminescence

кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлена с использованием программы *SQUID* [21]. U/Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону *TEMORA*, которое соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет [18]. Погрешности единичных анализов (значений отношения и возраста) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантного возраста и пересечений с конкордией — на уровне 2σ . Графики с конкордией построены с использованием программы *ISOPLOT/EX* [20].

Результаты исследований и их интерпретация.

Для определения возраста разных генераций циркона нами изучены кристаллы, выделенные из трех проб эндербито-гнейсов: *CP-13-3/28* (карьер Казачий Яр), *UR-22/1* (Одесский карьер) и *CP-14-22* (Завальевский графитовый карьер).

Наиболее древние значения изотопного возраста (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) получены для ядер цирконов из эндербито-гнейсов карьера Казачий Яр (пр. *CP-13-3/28*) — 3620—3593 млн лет, характеризующихся тонкой магматической зональностью (рис. 2; табл. 2), при этом самый древний возраст имеет ядро зерна 4.1 (табл. 2) — 3619 ± 24 млн лет (конкордантный возраст 3648 ± 32 млн лет, рис. 3), аналогичное ранее полученному значению для зональных ядер [19]. Для других ядер с

"магматической" зональностью (1.1, 2.1, 2.2, 3.1, 5.1, 7.1, 8.1, 9.1, 11.1, 12.1 и 13.1, рис. 2) получены заметно меньшие и достаточно дискордантные, за исключением кристалла 2, значения возраста (*CP13328.2.1*, *CP13328.2.2*, табл. 2) — 2867 ± 16 млн лет (рис. 3).

В пробе присутствуют кристаллы циркона с более низким содержанием урана, для которых получен (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст 3336 млн лет (участок датирования 13.1, рис. 2; табл. 2). Незначительную дискордантность имеют обе генерации циркона кристалла 6, для которых получены протерозойские

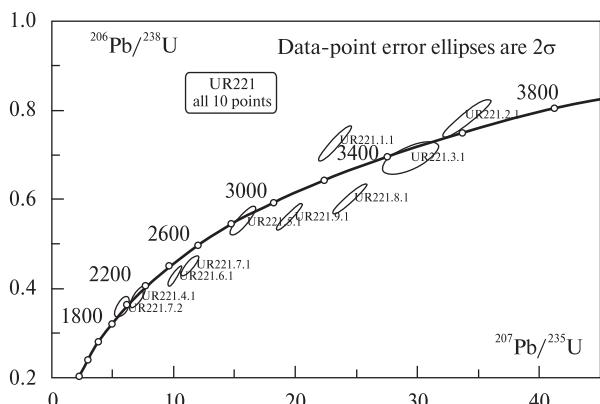


Рис. 5. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из эндербито-гнейса, пр. UR-22/1

Fig. 5. Uranium-lead diagram with concordia for zircons from enderbite-gneiss, sample UR-22/1

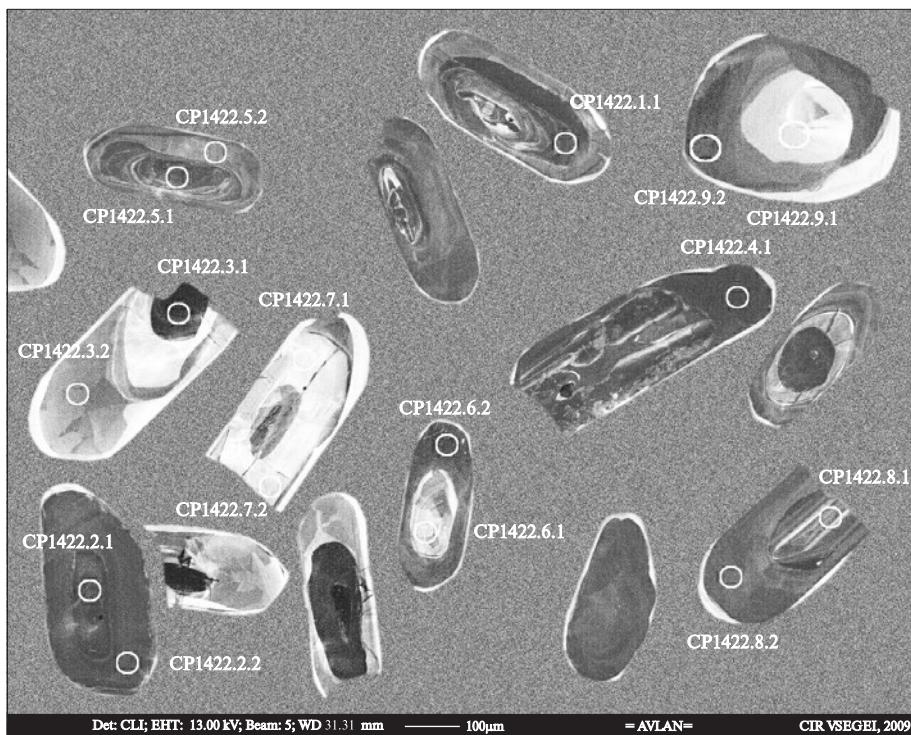


Рис. 6. Микрофотографии срезов кристаллов циркона из эндербита-гнейса, пр. CP-14-22, Завальевский графитовый карьер, катодолюминесценция

Fig. 6. Microphotos of sections of zircon crystals from enderbite-gneiss, sample CP-14-22, Zavalie graphite open pit, cathodoluminescence

Таблица 4. Результаты U-Pb датирования цирконов из эндербита-гнейса

(пр. CP-14-22, Завальевський графітовий кар'єр)

Table 4. Results of U-Pb dating of zircons from enderbite-gneisses, sample CP-14-22, Zavalie graphite open pit

Номер участка анализа	Содержание, ppm			$^{206}\text{Pb}_c$, %	Изотопные отношения								Возраст, млн лет			Дискордантность			
					измеренные				рассчитанные										
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	error, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	error, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm, \%$			
CP1422.1.1	1309	209	751	0,06	1,498	2	0,2683	0,89	0,2678	0,9	24,63	2,2	0,667	2	3294	51	3293	14	0,0
CP1422.2.1	1061	72	595	0,00	1,532	1,9	0,2655	0,33	0,2655	0,33	23,89	2	0,653	1,9	3238	49	3280	5,2	1,3
CP1422.2.2	1002	257	415	0,01	2,076	1,9	0,1812	0,39	0,1810	0,39	12,02	2	0,4816	1,9	2534	41	2662	6,4	5,1
CP1422.3.1	1230	236	498	0,20	2,123	1,9	0,1839	0,46	0,1821	0,48	11,80	2	0,4698	1,9	2482	40	2672	7,9	7,6
CP1422.3.2	271	93	86,8	0,01	2,684	2	0,1225	0,76	0,1224	0,76	6,29	2,1	0,3726	2	2042	35	1992	13	-2,4
CP1422.4.1	1190	478	471	0,03	2,169	1,9	0,1604	1,2	0,1601	1,3	10,17	2,3	0,4608	1,9	2443	39	2457	21	0,6
CP1422.5.1	1936	890	1180	—	1,406	1,9	0,2654	0,5	0,2654	0,5	26,02	2	0,711	1,9	3463	52	3279	7,8	-5,3
CP1422.5.2	360	133	162	0,03	1,905	2	0,1827	0,88	0,1824	0,89	13,20	2,2	0,525	2	2719	44	2675	15	-1,6
CP1422.6.1	218	77	101	0,07	1,848	2	0,2154	1,2	0,2148	1,2	16,01	2,3	0,540	2	2786	45	2942	19	5,6
CP1422.6.2	1144	375	517	0,56	1,903	1,9	0,2217	3,4	0,2167	3,5	15,58	4	0,521	1,9	2705	43	2956	56	9,3
CP1422.7.1	73	212	30,5	0,00	2,048	2,3	0,1823	1,1	0,1823	1,1	12,27	2,5	0,488	2,3	2563	49	2674	17	4,3
CP1422.7.2	82	213	34,6	0,09	2,048	2,2	0,1819	1,1	0,1810	1,2	12,17	2,5	0,488	2,2	2560	46	2662	19	4,0
CP1422.8.1	301	98	171	0,01	1,512	2	0,2665	0,73	0,2664	0,73	24,28	2,1	0,661	2	3271	51	3285	12	0,4
CP1422.8.2	688	199	325	0,04	1,819	1,9	0,1928	0,41	0,1925	0,42	14,59	2	0,550	1,9	2823	45	2764	6,9	-2,1
CP1422.9.1	72	181	27,7	0,48	2,225	2,3	0,1601	1,1	0,1559	1,5	9,60	2,8	0,447	2,3	2381	46	2411	25	1,3
CP1422.9.2	329	324	140	0,01	2,017	2	0,1823	0,55	0,1823	0,56	12,46	2,1	0,4959	2	2596	42	2674	9,2	3,0

П р и м е ч а н и е. Номера участков анализа состоят из номера пробы — CP-14-22, номера кристаллов — 1—9 и номера участка датирования на кристалле — 1—2 (рис. 6).

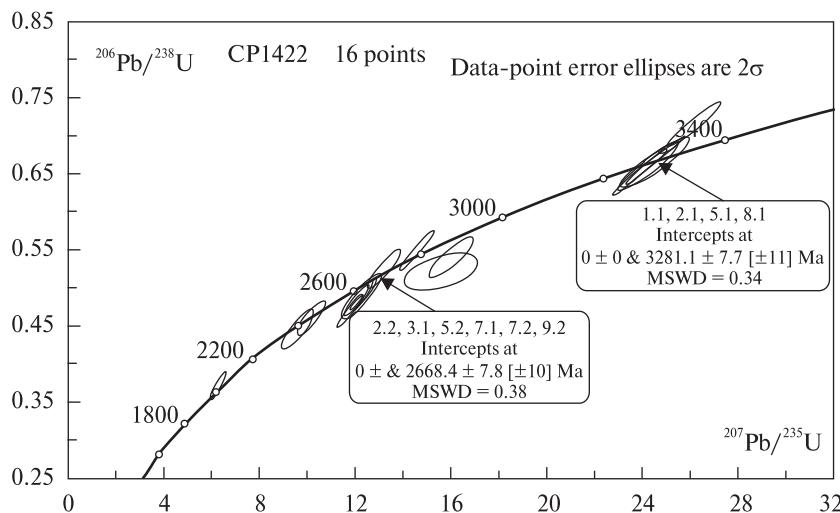


Рис. 7. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из эндербито-гнейса, пр. CP-14-22

Fig. 7. Uranium-lead diagram with concordia for zircons from enderbite-gneiss, sample CP-14-22

значения возраста — 2082 ± 23 млн лет (конкордантный возраст, рис. 3) для ядра и 1980 ± 30 млн лет (конкордантный возраст, рис. 3) для низкоурановой оболочки.

Уран-свинцовые изотопные системы цирконов пр. UR-22/1 (рис. 4) также в основном дискордантные. Тем не менее практически конкордантные значения, полученные для ряда зерен, отражают три события. Для ядра с магматической зональностью (зерно 3) получено значение 3506 ± 37 млн лет (дискордантность 3,1, табл. 3). Следующий из наиболее достоверных (конкордантных) — возраст малоурановой генерации циркона (анализ 5.1) — 2870 ± 22 млн лет (табл. 3), что совпадает с ранее полученной датировкой "гранулитового" циркона [19]. Третье, протерозойское, событие соответствует возрасту 2144 ± 40 млн лет (табл. 3), полученному для низкоуранового ядра кристалла 4 (рис. 5).

Большинство изотопных значений возраста циркона из эндербито-гнейса, отобранного в Завальевском графитовом карьере (пр. CP-14-22), оказались практически конкордантными (табл. 4). В то же время возраст тонкозональных ядер заметно моложе (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраста аналогичных ядер в двух предыдущих пробах и равен 3281.1 ± 7.7 млн лет (средневзвешенное значение по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, рис. 6, 7). Кроме возраста важное отличие зональных ядер в кристаллах циркона пр. CP-14-22 — более высокое содержание

урана — 1000—1900 ppm, за исключением ядра 8.1, содержащего 300 ppm урана (табл. 4), тогда как в цирконе пр. CP-13-3/28 его концентрация составляет 700—280 (табл. 2), а в пр. UR-22/1 не превышает 200 ppm (табл. 3).

Второе достоверное событие проявилось в кристаллах циркона формированием высокоурановой (темной в CL) азональной генерации циркона, наблюдаемой чаще всего в виде оболочек (например, кристаллы 2, 5, 8, рис. 6), реже — ядер (как в кристалле 3, рис. 6). Средневзвешенное значение возраста (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), полученного для этой генерации циркона, — 2668 ± 17 млн лет.

Аналогичный возраст — 2674 и 2662 млн лет (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), получен и для низкоурановой оболочки в кристалле 7 (см. анализы CP1422.7.1 и CP1422.7.2, табл. 4). В то же время для высокоурановой незональной оболочки в кристалле 4 получен практически конкордантный, но значительно меньший возраст (2450 млн лет, анализ CP1422.4.1), а для оболочки в кристалле 8 — близкий к конкордантному, но выше него (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) — 2674 млн лет, что невозможно объяснить без дополнительных исследований.

Близкое к конкордантному (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 1992 млн лет) значение получено для серой в CL оболочки кристалла 3 (табл. 4; рис. 6), что отражает, как и в двух других пробах эндербито-гнейсов, раннепротерозойские структурно-метаморфические преобразования.

Обсуждение результатов и основные выводы.

1. Первый и наиболее важный результат — установление трех этапов магматизма в архее Побужья с помощью датирования имеющих зональное строение ядер цирконов из эндербито-гнейсов из трех разных участков: 3,65 млрд лет — становление протолита эндербито-гнейса (тоналита/дацита) (карьер Казачий Яр); 3,5 млрд лет — кристаллизация протолита (кварцевого диорита/андезита) (карьер Одесский) и 3,28 млрд лет — внедрение протолита эндербито-гнейса (тоналита/дацита) (Завальевский графитовый карьер).

Как отмечено выше, в настоящее время нет достоверных доказательств интерпретации первичной природы эндербито-гнейсов: являются ли они эффузивными или интрузивными образованиями или среди них присутствуют и те, и другие. Учитывая сложную и длительную структурно-метаморфическую историю региона, для каждого типа породы требуется всесторонняя информация для реставрации ее происхождения.

2. Значительные структурно-метаморфические события имели место около 2,6—2,67 млрд лет назад. В эндербито-гнейсе Завальевского графитового карьера несколько зерен (пр. CP-14-22) дают конкордантный возраст 2668 ± 8 млн лет (рис. 7). Зерна незональные, имеют высокое и низкое содержание урана (табл. 4). Аналогичный возраст для процесса метаморфизма получен в пр. UR-22/1 в Одесском карьере. Возможно, что этому этапу соответствовало становление или метаморфизм основных пород (кристаллосланцев и метаультрамафитов), вскрытых карьерами Одесский и Казачий Яр [9].

3. Последнему этапу структурно-метаморфического преобразования эндербито-гнейсов, происходившему в протерозое, соответствуют внешние каймы кристаллов циркона, для которых получены такие значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 2144 и 1892 млн лет (пр. UR-22/1, точки 4.1 и 7.2) (рис. 4; табл. 3); 1945 и 2114 млн лет (пр. CP-13-3/28, точки 6.2 и 10.1 (рис. 2; табл. 2) и 1992 млн лет (пр. CP-14-22, точка 3.2) (рис. 6; табл. 4). В это время имело место становление даек, соответствующих по химическому составу габбро и вмещающих метаморфогенный циркон, кристаллизовавшийся около 1,95 млрд лет назад [5]. Можно предположить, что полученные вариации значений возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в изученных пробах в интервале 2144—1945 млн

лет отражают некую последовательность и/или асинхронность эндогенных процессов.

Об асинхронности протекания эндогенных процессов в макромасштабе свидетельствуют уран-свинцовье изотопные датировки цирконов, полученные, в том числе, за пределами изученных участков: антиперитовые эндербиты Верхнего Побужья были сформированы 2,06—2,04 млрд лет назад [10], на Среднем Побужье анатектическое плавление более ранних чарнокитоидов и образование линзовидных и жильных тел эндербитов в Гайворонском блоке имело место 1993 ± 2 млн лет назад, эндербитов в Ятранском блоке — 2026 ± 6 и чарнокитов в Первомайском — $2058 \pm 0,8$ млн лет назад [14].

Работа выполнена в рамках проекта № 48/08-Ф НАН Украины и РФФИ 08-05-90416Укр_a.

Авторы выражают благодарность академику НАН Украины Н.П. Щербаку за ценные советы при обсуждении работы.

1. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Степанюк Л.М. та ін. Геологічна позиція та вік гранітів Майського золоторудного родовища (Середнє Побужжя) // Минерал. журн. — 1999. — 21, № 4. — С. 83—86.
2. Виноградов Г.Г. О генезисе пироксеновых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии докембрия Среднего Побужья УКМ // Петрография докембрия Русской платформы. — Киев : Наук. думка, 1970. — С. 352—358.
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита : схема та поясн. зап. / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. — К. : УкрДГРІ, 2004.
4. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. — Киев : Наук. думка, 1985. — 133 с.
5. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартницкий Е.Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 56—69.
6. Нижний докембрій западної часті Українського щита (вікові комплекси і формування) / В.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. — Львов : Вища шк., 1975. — 239 с.
7. Никулина Э.А. Петрогенезис и структурообразование в докембрии юго-западной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1991. — 104 с.
8. Плоткина Т.Э. Геохимия и петрология эндербито-гнейсов и кристаллосланцев Хашевато-Завальевского блока Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / АН Украины. Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования. — Киев, 1994. — 24 с.
9. Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст цирконов из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 10—19.

10. Степанюк Л.М. Хронология формирования гранулитовых комплексов Верхнего Побужья, по данным цирконометрии // Там же. — 1997. — 19, № 6. — С. 71—76.
11. Степанюк Л.М. Хронология проявления эндогенных процессов в гранулитовых комплексах Днестровско-Бугского мегаблока (конец архея — ранний протерозой) // Там же. — 1998. — 20, № 2. — С. 68—73.
12. Степанюк Л.М., Бибикова Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Там же. — № 5. — С. 72—79.
13. Степанюк Л.М., Лесная И.М., Бартницкий Е.Н. Генезис и возраст циркона из чарнокитоидов Завалльевского блока Среднего Побужья // Там же. — 1995. — 17, № 5. — С. 30—39.
14. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Ще раз про вік двопольовошпатових палінгенно-анатектичних чарнокітідів Побужжя // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2007. — № 4. — С. 49—55.
15. Stratigraphic разрезы Украинского щита / Н.П. Щербак, К.Е. Есипчук, Б.З. Берзенин и др. — Киев : Наук. думка, 1985. — 168 с.
16. Щербак Н.П., Лесная И.М., Бартницкий Е.Н. и др. Древнейшие цирконы Побужья // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 4. — С. 29—33.
17. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. — Киев : Наук. думка, 1985. — 224 с.
18. Black L.P., Kamo S.L. et al. TEMORA 1 : a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. — 2003. — 200. — P. 155—170.
19. Claesson S., Bibikova E., Bogdanova S., Skobelev V. Archaean Terranes, Palaeoproterozoic Reworking and Accretion in the Ukrainian Shield, East-European Craton // European Lithosphere Dynamics. — Geol. Soc. of London, 2006. — P. 645—654.
20. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. — 1999. — No 1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
21. Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual ; Berkeley Geochronology Center Special Publication. — 2000. — No 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
22. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. Mc-Kibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. — 1998. — P. 1—35. — (Rev in Econ. Geol. ; Vol. 7).

Поступила 7.12.2010

С.Б. Лобач-Жученко, Л.М. Степанюк,
О.М. Пономаренко, В.В. Балаганський,
С.А. Сергєєв, С.Л. Пресняков

ВІК ЦИРКОНІВ ІЗ ЕНДЕРБІТО-ГНЕЙСІВ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ (ДНІСТРОВСЬКО- БУЗЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

За допомогою іон-іонного мікрозонда SHRIMP-II вивчено уран-свинцеві ізотопні системи різних генерацій циркона із трьох проб ендербіто-гнейсів, поши-

реніх в районі с. Завалля (Середнє Побужжя) — кар'єрах Одеському, Козачий Яр та Заваллівському графітовому. Протолітом ендербіто-гнейсів були магматичні породи, про що свідчить анатомія кристалів циркона. Рання "магматична" генерація циркону в них представлена ідіоморфними ядрами з тонкою концентричною зональністю, що повторює контур ядра. У всіх трьох пробах кристали циркону складні, представлені кількома генераціями. Отримані значення достовірних (конкордантних) дат лежать у віковому інтервалі 3,65—1,99 млрд рр. Найдавніший достовірний вік 3648 ± 32 млн рр. отримано для концентрично зонального ядра у кристалі циркону із ендербіто-гнейсу кар'єру Козачий Яр. Інші конкордантні значення віку: зональне ядро — 2867 ± 16 , високоуранове незональне ядро — 2082 ± 23 і низькоуранова оболонка — 1980 ± 30 млн рр., відображають накладені структурно-метаморфічні перетворення вихідних порід. Практично конкордантні значення віку, отримані для деяких зерен циркону із ендербіто-гнейсу Одеського кар'єру, відображають три події — 3506 ± 37 — для ядра з магматичною зональністю, 2870 ± 22 — для низькоуранової оболонки циркону і 2144 ± 40 млн рр. — для низькоуранового ядра. Вік найдревніших ядер із ендербіто-гнейсу Заваллівського графітового кар'єру помітно менший — $3281,1 \pm 7,7$ млн рр. Багато які структурно-метаморфічні перетворення, що добре проявилися в анатомії кристалів циркону, і отримані значення віку яких є достатньо надійними, вихідні тоналіти зазнали 2668 ± 17 млн рр. та близько 2,0 млрд рр. тому.

S.B. Lobach-Zhuchenko, L.M. Stepanyuk,
O.M. Ponomarenko, V.V. Balaganskiy,
S.A. Sergeev, S.L. Presnyakov

AGE OF ZIRCONS FROM ENDERBITE-GNEISSES OF MIDDLE POBUZHIE (DNIESTER-BUG MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

In Middle Pobuzhie enderbite-gneisses are locally outcropped along South Bug River valley, from Gaivoron to Pervomaisk. These are greenish-grey gneissic rocks which characteristic features are the bipyroxene composition, heterogeneity of composition (from trondiemites to diorites, and sometimes plagioclasesites).

Uranium-lead isotopic systems of different zircon generations from three samples of enderbite-gneisses, distributed in the area of Zavalie (Middle Pobuzhie) — Odessa open pit, Kazatchy Yar open pit and Zavalie graphite open pit, are studied with the help of ion-ionic microprobe (SHRIMP-II). Magmatic rocks, on which the anatomy of zircon crystals of indicate, were a protolythic to enderbite-gneisses. Early "magmatic" generation of zircon in them is represented by idiomorphic cores with the thin concentric zoning that outline repeatedly contour of the core.

In all three samples zircon crystals are complex and represented by several generations of mineral.

Obtained numerical values of true (concordant) ages lay in age interval of 3.65—1.99 billion years. The most ancient true age of 3648 ± 32 million years is obtained for concentrically zonal core of zircon crystal from enderbite-

gneiss of Kazatchy Yar open pit. Moreover, there are also other concordant age values — 2867 ± 16 million years for zonal core; 2082 ± 23 million years for high-uranium non-zonal core and 1980 ± 30 million years for low-uranium rim — that reflect imposed structural-metamorphic transformations of initial rocks.

Practically concordant age values are received on some zircon grains from enderbite-gneisses of Odessa open pit inciting on three events — 3506 ± 37 million years for core with magmatic zoning; 2870 ± 22 million years for low-uranium generation of zircon; 2144 ± 40 million years for low-uranium core.

In addition, a number of discordant ages, with numerical age values (on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio) of 3620—2753 mil-

lion years is received for zonal cores of crystals of zircon from enderbite-gneisses of Kazatchy Yar and Odessa open pits.

The age of the most ancient cores of enderbite-gneiss from Zavalie graphite open pit is much low, 3281.1 ± 7.7 million years. Structural-metamorphic transformations that are clearly distinguished in anatomy of zircon crystals of primary tonalites are dated at 2668 ± 17 million years and about 2.0 billion years, which age values looks reliable enough.

The variations of age values received from studied samples within the age interval of (on ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 2144—1945 million years probably reflect certain sequence and/or asynchronous nature of endogenic processes.

УДК 549.021 + 552.322.2 (477.42)

Л.В. Шумлянський¹, В.М. Загнітко²

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com

² Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90

ІЗОТОПНИЙ ВІК, ГЕОХІМІЧНІ ТА МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕГМАТИТІВ В АНОРТОЗИТАХ ВОЛОДАРСЬК-ВОЛИНСЬКОГО МАСИВУ, КОРОСТЕНСЬКИЙ ПЛУТОН

Складні за будовою пегматитові тіла широко розповсюджені серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву — найбільшого анортозитового масиву у складі Коростенського анортозит-рапаківігранітного plutону. Пегматити зазвичай утворюють жилоподібні тіла або ізометричні виділення розміром до 2 м. Жилоподібні тіла не рідко містять порожнини. В окремих випадках вдавалось спостерігати розшарованість пегматитових тіл на меланократову (нижня частина тіл) та гранітоїдну (верхня частина) складові. У будові пегматитових тіл бере участь велика кількість мінералів, серед яких плагіоклаз (олігоклаз-альбіт), лужні польові шпати, піроксени ($En_{29-38} \times Fs_{16-29} Wo_{40-50}$), олівін (Fa_{65-73}), ільменіт, біотит, широка гама сульфідних мінералів, кварц, карбонати, амфіболи, апатит, циркон, преніт, епіidot, глинисті мінерали тощо. Ізотопний склад стронцію ($\epsilon Sr_{1760} = -16,4$ в анортозиті та $-17,1$ в пегматиті) і неодиму ($\epsilon Nd_{1760} = -0,7$ в анортозиті та $-1,3$ в пегматиті) вказує на походження цих порід з єдиного вихідного розплаву. Ізотопний склад кисню, вуглецю та сірки в мінералах, вилучених з різних пегматитових тіл, також вказує на відсутність значних ізотопних розбіжностей. Ізотопний вік, визначений U-Pb методом за цирконами, виділеними з пегматитів, становить $1758,1 \pm 3,4$ млн рр. і в межах похибки збігається з віком анортозитів, що їх вміщують. Пегматитові тіла серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву являють собою результат кристалізації залишкового інтерстиційного розплаву. В межах кожної конкретної залишкової магматичної камери відбувалась кристалізаційна диференціація, внаслідок якої формувались зональні тіла. За своїм складом мафічна частина пегматитових тіл наближується до йотунітів, які нерідко розглядаються як продукти кристалізації залишкових по відношенню до анортозитів розплавів.

Вступ. Пегматитові тіла є доволі розповсюдженими серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву, їх можна спостерігати практично у всіх кар'єрах, що розкривають анортозити масиву. Пегматити займають невеликий об'єм, але мають велике петрологічне значення, оскільки є продуктом кристалізації залишкових розплавів. Крім того, ці породи мають незвичний мінеральний склад, що дещо відрізняється від складу вмісних анортозитів. Наскільки відомо авторам, пегматити серед анортозитів анортозит-рапаківігранітних формаций не є надто розповсюдженими. Лише

декілька публікацій присвячено можливим продуктам кристалізації залишкових (після анортозитів) розплавів. У той же час проблема магматичної еволюції анортозит-рапаківігранітних комплексів є надзвичайно актуальною, особливо з огляду на пов'язані з цими комплексами родовища.

У цій статті описано геологічне положення, речовинний склад та одержані за допомогою ізотопного U-Pb датування значення віку пегматитових тіл серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву (рис. 1). На підставі отриманих даних зроблено висновок про спорідненість пегматитів з анортозитами, що їх вміщують, і про кристалізацію їх із залишко-

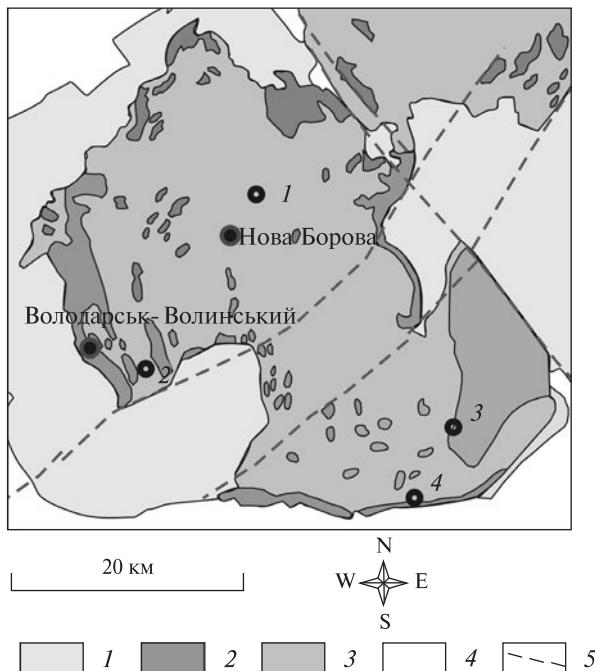


Рис. 1. Схематична геологічна карта Володарськ-Волинського анортозитового масиву: 1 — граніти рапаківі та інші гранітoidи коростенського комплексу; 2 — габроїди пізньої габроїдної серії; 3 — анортозити та споріднені з ними породи; 4 — породи, що вміщують Коростенський плутон: граніти житомирського комплексу, метаморфічні утворення тетерівської серії; 5 — найбільші розломні зони. *Місця відбору проб — кар'єри* (цифри на рисунку): 1 — Синій Камінь, 2 — Паромівський, 3 — у с. Горбулів, 4 — у с. Слобідка

Fig. 1. Schematic geological map of the Volodarsk-Volynsky anorthosite massif. 1 — rapakivi and other granitoid rocks of the Korosten complex; 2 — gabbroid rocks of the late gabbroid series; 3 — anorthosites and related rocks; 4 — host rocks for the Korosten pluton: granite of the Zhytomyr complex, metamorphic rocks of the Teteriv series; 5 — main fault zones. Numbers indicate sampling sites (quarry): 1 — Syniy Kamin; 2 — Paromivka; 3 — Gorbuliv; 4 — Slobidka

вих розплавів. Вказано на подібність складу мафічних пегматитів і "розвинених" йотунітів.

Геологічне положення та мінеральний склад. *Кар'єр в с. Паромівка* (так званий Федорівський кар'єр) розкриває монотонні темні до чорних гіантозернисті анортозити, що ірізують, розмір кристалів плагіоклазу яких нерідко сягає 10 см. У стінках кар'єру спостерігається чітка трахітоїдність, що полягає в субпаралельному розташуванні лейст плагіоклазу. Анортозит складений переважно андезином An_{43-45} [3]. Інтерстиційний простір виповнений клінопіроксеном, олівіном, біотитом, амфіболом та ільменітом. У невеликій кількості присутні кварц та калішпат. Темноколірні мінерали розподі-

лені дещо нерівномірно, утворюють окремі скupчення.

Дослідження пегматитів с. Паромівка має довгу історію (див. [3]). В.Ю. Тарасенко (1895) відзначав, що серед анортозитів кар'єру "місцями з'являються ізольовані білі ділянки неправильної форми. Щі ділянки складені або кальцитом, або кальцитом та кварцом"*. В.М. Чирвінський описував серед анортозитів кар'єру меланократові шліри розмірами до 8 см, складені майже виключно титаномагнетитом та апатитом. П.І. Лебедев [3] вказував на наявність великих (до 30—40 см) шліроподібних ділянок габрового складу, що являли собою крупнозернисту породу, складену лабрадором, інвертованим піжонітом (авгітом з пластинчастими вростками ортопіроксену), титаномагнетитом, апатитом та продуктами зміни авгіту — бурою роговою обманкою та біотитом.

Олівін-апатит-титаномагнетитове скupчення (пегматит) у складі згаданого вище меланократового шліру, описане в роботі [3], сформовано переважно крупнокристалічним зростком зализистого олівіну (Fa_{73}) та апатиту. Крім того, до складу цієї породи входить лужний амфібол, що знаходиться у тісному парагенезисі зі значними виділеннями титаномагнетиту. У невеликій кількості присутні плагіоклас, біотит, кальцит та сульфідні мінерали (пентландит і піротин).

Під час огляду Паромівського кар'єру ми спостерігали великі (до 1,5—2 м у перетині) пегматитові тіла з поступовими переходами до лабрадоритів. Загалом, зазначені пегматити контрастні — окремі їх ділянки мають меланократовий (ультрамафітовий) склад, в той час як інші виповнені класичним кварц-польовошпатовим графічним зростком та перетинаються малопотужними (3—4 см) жилами молочно-білого кварцу. Меланократові ділянки складені великими (до 5×10 см) кристалами клінопіроксену, нерідко — футляровидними (рис. 2), значними виділеннями титаномагнетиту та інших мінералів. Ділянки пегматитів кислого складу побудовані в цілому просто і є кварц-польовошпатовим графічним зростком. Комплекс другорядних та акцесорних мінералів доволі складний і включає біотит, різко видовжені кристали (лужного?) амфіболу, апатит, ільменіт, титаномагнетит, сульфіди (в тому числі молібденіт), кальцит, глинисті міне-

* Цитата за [3]. Переклад з російської авторів.

рали, циркон та недіагностований мінерал волокнистої будови.

Жилоподібні виділення молочно-білого кварцу містять нечисленні дрібні (діаметром до 2–3 см) порожнини, виповнені кварцом, який іноді переходить в аметист. При цьому вдається виділити декілька генерацій кварцу, перша з яких (молочно-білий кварц, пересичений газово-рідкими та кристалічними включеннями) виповнює основний об'єм прожилків. Друга генерація — водяно-прозорі кристали кварцу зі слабким буруватим відтінком, вкриває поверхню заноришів та відкритих тріщин. Місцями кварц цієї генерації переходить у моріон. Найбільш пізніми є виділення добре огранених кристалів аметисту, що нарстають на кварц другої генерації. І, нарешті, найпізнішими є виділення кальциту, що вкривають усі описані вище мінерали.

Кар'єр Синій Камінь (с. Турчинка) розкриває однорідний за зернистістю та структурою ясносірий середньозернистий анортозит зі слабкою іризацією. Структура цих порід крупно-, гіпідіоморфно- та рівномірнозерниста. Текстура в цілому масивна. Плагіоклаз складає до 95 % об'єму породи, решта 5 % репрезентована переважно піроксенами (піжоніт та авгіт). Другорядні мінерали — біотит, рудні, олівін, калієвий польовий шпат.

Серед анортозитів кар'єру трапляються шліри пегматитів розміром до 1–1,5 м. В стінках кар'єру вдається спостерігати зональні (розшаровані) пегматитові тіла: нижня частина тіл має основний склад та побудована з величезних кристалів піроксену (середній розмір 10–15, іноді — до 80 см), олівіну (до 10 см) та плагіоклазу (до 10–15 см), верхня представлена пегматитом гранітного складу (рис. 3).

Меланократова частина пегматитових тіл складена переважно темноколірними мінералами, серед яких відзначаються рясні виділення рудного (ільменіту), а також сульфіди (пентландит). У вигляді ізометричних "гнізд" розміром близько 1 см присутні скupчення напівпрозорого темно-червоного аморфного мінералу. Під мікроскопом вдається простежити співвідношення між головними мінералами меланократової частини пегматиту. Рудний мінерал (ільменіт) утворює грубі великі симплектитові зростання з плагіоклазом та клінопіроксеном. Широко розвинуті тонкі симплектитові зростання ільменіту з зеленим біотитом та тонкозернистим карбонатом. Кліно-

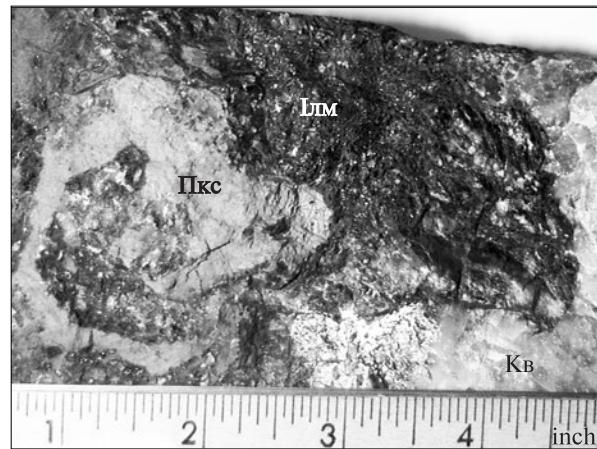


Рис. 2. Футляровидний кристал піроксену з кар'єру в с. Паромівка. Пкс — піроксен, Ілм — ільменіт, Kv — кварц

Fig. 2. Case-like crystal of pyroxene from the Paromivka quarry. Пкс — піроксен, Ілм — ільменіт, Kv — кварц

піроксен формує округлі (резорбовані?) включення в кристалах рудного мінералу. Плагіоклаз утворює великі незональні або слабозональні кристали з чітким тонким полісингетичним двійникованням. Біля контакту з ільменітом по тріщинах слабо заміщується тонкозернистим хлоритом. Власне межа з ільменітом — нерівна, звивиста, безпосередньо на контакті в плагіоклаз вростають дрібні пластинки коричнево-червоного біотиту, а також дуже тонкі біотит-ільменітові ± карбонат симплектити. Карбонат трапляється також в окремих зонах — тріщинах, місцями дуже сильно заміщуючи клінопіроксен. Також спостерігались виділення біотит-карбонат-хлоритових агрегатів. Відзначено окремі зерна кварцу.

"Кисла" зона пегматитових тіл складена плагіоклазом (70 %), каліевим польовим шпатом (20 %) та темноколірними мінералами — до 10 %, серед яких переважають амфібол та біотит. Порода в цілому утворена великими таблитчастими кристалами плагіоклазу сірого, ділянками — блідо-зеленого кольору, між якими розташовуються виділення червоного мікрокліну. Амфібол формує лінзовидні виділення (агрегати) вугільно-чорного кольору розміром до 2–3 см. Пентландит розвивається по тріщинах спайності як в амфіболі, так і в плагіоклазі. Нерідко зустрічаються доволі великі (розміром з сірник) виділення апатиту. Крім того, порода містить нечисленні дрібні (до 5 мм) гнізда, виповнені карбонатним мінералом. За допомогою рентгенівської дифрак-

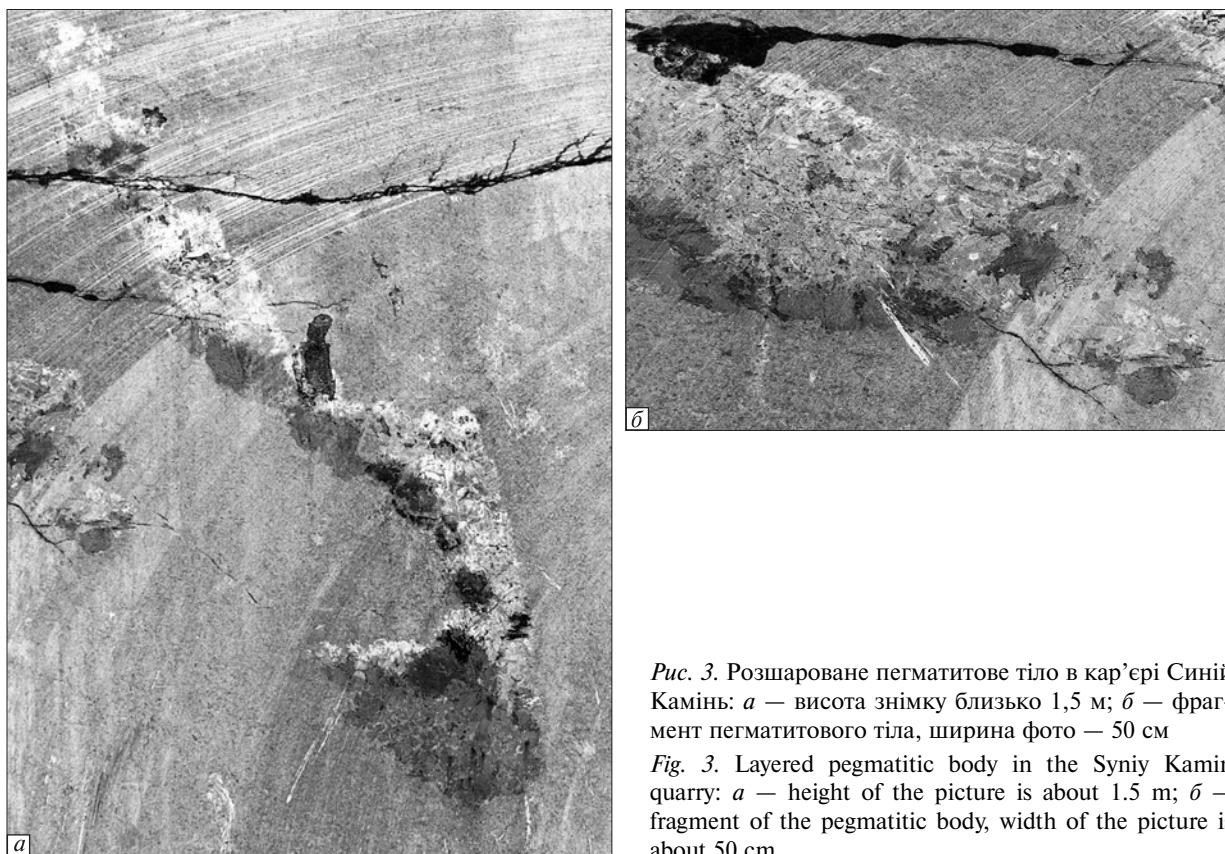


Рис. 3. Розшароване пегматитове тіло в кар'єрі Синій Камінь: а — висота знімку близько 1,5 м; б — фрагмент пегматитового тіла, ширина фото — 50 см

Fig. 3. Layered pegmatitic body in the Syniy Kamin quarry: а — height of the picture is about 1.5 m; б — fragment of the pegmatitic body, width of the picture is about 50 cm

тометрії в цій породі діагностовано олівін складу Fa_{60} .

Ділянками порода набуває складу кварцово-діориту з середньо-, рівномірно-, гіпідоморфнозернистою до алотріоморфнозернистою структурою. Головні мінерали, % — плагіоклаз (60—65), кварц (10—15), рогова обманка (20), біотит (до 5). Другорядні — циркон, апатит, рудний. Плагіоклаз формує призматичні, короткопризматичні до квадратних, гіпідоморфні кристали зі звивистими межами. Дуже сильно проявлена зональність у формі округлих "тіней". Центральні частини кристалів плагіоклазу зазвичай підлягають слабкій хлоритизації, іноді — також карбонатизації. Розмір зерен плагіоклазу — близько 1 мм. Кварц формує ізометричні зерна неправильно-округлої форми, пристосованої до форми кристалів плагіоклазу, що їх оточують. З роговою обманкою зазвичай утворюють складні зростання. Погасання хвилясто-блокове. Рогова обманка — ізометричні, призматичні кристали розміром близько 1 мм з різким плеохроїзмом від безбарвного до трав'яно-зеленого. Форма зерен неправильна, ксеноморфна. Біотит — відносно численні, погано сформовані таблички

розміром 0,5—1,0 мм, плеохроїзм — від ясно-жовтого до інтенсивно-коричневого. Навколо включень апатиту розвиваються малопотужні плеохроїчні облямівки. Рудні мінерали формують нечисленні скупчення дуже дрібних (0,05 мм) ізометричних кристалів. Зазвичай асоціюють з темноколірними мінералами. Апатит — нечисленні дрібні (0,05 мм) ізометричні ідіоморфні зерна, що утворюють включення у всіх мінералах. Циркон — нечисленні дрібні (0,05—0,1 мм) кристали.

Кар'єр с. Горбулів є надзвичайно цікавим перш за все тим, що розкриває контакт між породами головної анортозитової серії (A_2 , за [12]) та габро пізньої габроїдної серії (G_4). Більша частина кар'єру складена гіантозернистими чорними до темно-сірих лейкогаброїдами та анортозитами, що іризують у синіх, іноді з жовтуватим відтінком, тонах. Ділянками гіантозернисті лейкогабро переходят у рівномірно-крупно- та середньозернисті відміни. Для лейкократових порід кар'єру характерні середньо- та рівномірнозернисті, субофітові до гіпідоморфнозернисті структури, часто з ознаками дроблення та заміщення. Мінеральний склад порід дещо варіє, але го-

ловними мінералами є, %: плагіоклаз — від 75 до 90, олівін — 7—10, піроксени (клінопіроксен, інвертований піжоніт) — до 10, біотит та рудні мінерали — 2—3, калієвий польовий шпат, карбонат, кварц, апатит.

Пегматоїдні виділення Горбулівського кар'єру раніше були стисло описані П.І. Лебедевим [4] та В.С. Соболевим [7]. Обидва ці дослідники відзначали наявність серед анортозитів кар'єру жильних тіл потужністю до 2 м, складених калієвим польовим шпатом, кварцом, пегматоїдними (графічними) зростаннями кварцу та польового шпату, біотитом. В центральних частинах пегматоїдних жил траплялись (і дотепер трапляються) доволі значні за розміром (до 20 см) міаролові порожнини, виповнені дрібними кристалами кварцу (відзначається декілька генерацій, у порядку виділення: "білий" (безбарвний), моріон та аметист), польового шпату, кальциту. Центральні частини нерідко виповнюються глинистою (схожою на картон) масою табачного кольору, яка П.І. Лебедевим описана як гізінгерит. Нами цей мінерал був досліджений за допомогою методів рентгенівської дифрактометрії, а його склад визначений рентгенфлюоресцентним методом [9]. Згідно з даними рентгенівської дифрактометрії, мінерал можна діагностувати як сапоніт або сепіоліт. Втім хімічний аналіз цього мінералу вказує на перевагу заліза над магнієм, а алюміній практично відсутній. Для точнішої діагностики цього мінералу необхідні подальші дослідження. Домішка CaO може бути спричинена присутністю деякої кількості кальциту, на наявність якого вказують результати рентгенофазового аналізу. До пегматитів приурочені численні виділення сульфідних мінералів (халькопірит, пірит, марказит), що формують у порожнинах доволі значні (до 5—8 мм) добре огранені кристали. У великих порожнинах нерідко можна спостерігати добре сформовані кристали польових шpatів розміром 1—10 см.

Самі пегматитові жили нерідко містять фрагменти дезінтегрованих вмісних анортозитів, з cementовані пегматоїдною масою. Подеколи в пегматитах розвиваються польовошпат-рудні (ільменітові) середньозернисті скupчення плямистого вигляду.

По різких границях такі ділянки контактують з темною породою "амфіболітового" складу, що містить кварц-карбонат-сульфідно-глинисті сегрегації. Структура цієї породи се-

редньо-, рівномірно-, гіпідоморфнозерниста до алотріоморфнозернистої, призматично-зерниста. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — до 45, біотит — 15, рогова обманка — 40; з другорядних мінералів присутні апатит, сfen, рудні, карбонат.

Плагіоклаз має вигляд ізометричних, близьких до квадратних або округлих, лише іноді — короткотаблитчастих кристалів розміром 0,75—1,0 мм; деякі з них сягають розміру 1 × 2,0—2,5 мм. Повсякчасно спостерігається зональність, при цьому центральні зони нерідко слабо карбонатизовані. Співвідношення з темноколірними мінералами за ступенем ідіоморфізму більш-менш рівні.

Рогова обманка формує ізометричні або короткопризматичні, погано розвинуті кристали розміром близько 0,5 мм, що плеохроюють від безбарвного до ясно-трав'яно-зеленого кольору. Біотит утворює дрібні (<0,5 мм) погано сформовані таблички. Плеохроїзм від дуже ясно-жовтого до ясно-зеленувато-коричневого. Навколо включень апатиту в біотіті розвиваються потужні плеохроїчні облямівки. Дуже слабкі плеохроїчні облямівки спостерігаються іноді навколо включень сfenу.

Апатит у вигляді численних дрібних (0,05—0,1 мм) кристалів утворює включення у всіх інших мінералах. Кристали сfenу також доволі численні дрібні (0,05—0,1 мм) ізометричні, іноді ромбічні. Асоціює з темноколірними мінералами, особливо — з біотитом, включень у плагіоклазі не утворює. Рудні — нечисленні дрібні (0,1 мм) ізометричні кристали, очевидно, сульфіди. Карбонат формує нечисленні інтерстиційні виділення.

Kar'єр c. Слобідка розкриває гіантозернисті лейкотролоті та анортозити, що іризують. Породи масивні, однорідні. Структура габрована. Мінеральний склад, %: плагіоклаз — 80—90, олівін — до 15, ромбічний піроксен — 2—3, клінопіроксен та біотит — до 1. Крім того, відзначаються рудні мінерали, апатит.

Серед анортозитів кар'єру місцями зустрічаються невеликі пегматоїдні сегрегації, складені кварцом, біотитом, клінопіроксеном та плагіоклазом. Ділянками спостерігаються сегрегації суцільного кварцу, які містять великі (до 1 см) кристали чорного біотиту. Трапляються окремі порожнини, де кварц розвивається у вигляді добре сформованих кристалів. Центральна частина порожнин часто виповнена пісочно-жовтою, м'якою глинистою ма-

сою (за результатами рентгенофазового аналізу — сепіолітом з домішкою кальциту).

Хімічний склад мінералів. Деякі відомості про хімічний склад мінералів пегматитів в основних породах Коростенського plutону наведено у попередній публікації [9], а також у роботах [1, 3, 7].

Головними породоутворюальними мінералами порід серії A_2 є plagіоклаз, піроксени, олівін; до другорядних і акцесорних належатьrudні, калішпат, біотит, апатит, кварц; до вторинних — глинисті, серицит, преніт, епіidot, кліноцоїзит, карбонати, амфіболи, хлорит, ідингсит, тальк.

Польові шпати. Плагіоклаз анортозитів за хімічним складом відповідає андезину та лабрадору An_{48-60} , вміст ортоклазового міналу становить 2–10 %. Склад проаналізованої на-ми монофракції plagіоклазу, виділеної з анортозитів Володарськ-Волинського масиву, варіє від $Ab_{40}An_{56}Or_4$ до $Ab_{46}An_{45}Or_9$ (табл. 1). В останньому разі низька основність plagіоклазу пов'язана, очевидно, з деякою домішкою калієвого польового шпату. У plagіоклазах з анортозитів було також визначено вміст деяких з мікроелементів і встановлено їх зако-

номірний зв'язок зі складом plagіоклазу. Так, вміст Ga, Rb, Zr, Zn, Pb та Ba закономірно зменшується зі збільшенням основності мінералу, а вміст стронцію зростає.

Калієвий польовий шпат доволі широко, але у незначній кількості розповсюджений в породах головної анортозитової серії. Він формує як антипертити у кристалах plagіоклазу, так і доволі значні, до 6 мм, інтерстиційні зерна амебоподібної форми, іноді в асоціації з кварцом.

Польові шпати, виділені з пегматитових тіл в анортозитах, виявляються набагато більш кислими та лужними. Результати мікрозондового аналізу польових шpatів з двох пегматитових тіл вказують на те, що в пегматитах присутні як кислі plagіоклази (від олігоклазів до альбітів), так і калієві та лужні польові шпати (табл. 1).

Піроксени. Згідно з даними [6], ортопіроксен з анортозитів Володарськ-Волинського масиву являє собою інвертований піжоніт. Його монофракції з вrostkami авгіту мають склад проміжного піжоніту $En_{45}Fs_{49}Wo_6$. Мікрозондові визначення свідчать, що ортопіроксенова матриця за складом відповідає гіперстену $En_{45-54}Fs_{44-54}Wo_{1-2}$, а пластинчасті вrostki ма-

Таблиця 1. Хімічний склад plagіоклазів з анортозитів та пегматитів Володарськ-Волинського масиву — результати рент по монофракціях (РФ) та мікрозондового аналізу (МЗ)

Table 1. Chemical composition of plagioclases separated from anorthosites and pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif, due and microprobe analyses (M3)

Порода	Метод аналізу	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	В.п.п.	Сума	
<i>Горбулівський кар'єр</i>														
Пегматит	РФ	63,93	0,14	20,81	0,36	<0,01	0,12	4,62	3,86	5,44	0,07	0,25	99,59	
Анортозит	РФ	54,51	0,08	24,92	0,28	0,01	0,03	9,44	5,31	1,61	0,16	—	96,34	
<i>Кар'єр в с. Паромівка</i>														
Пегматит	РФ	65,51	0,02	19,24	0,60	<0,01	0,11	1,54	4,32	8,36	0,02	0,32	100,04	
	МЗ	65,02	—	21,53	0,24	0,03	—	3,56	7,68	0,57	—	—	98,79	
	МЗ	64,05	0,03	17,35	0,17	0,02	—	0,02	0,83	16,17	—	—	98,72	
Анортозит	РФ	55,80	0,10	25,96	0,48	0,01	0,07	9,52	5,74	1,10	0,04	—	98,80	
<i>Кар'єр Синій Камінь</i>														
Пегматит	РФ	61,29	0,06	22,41	0,37	<0,01	0,11	4,56	5,96	4,14	0,04	0,77	99,73	
	МЗ	64,14	0,27	17,68	0,26	0,02	0,05	0,04	—	17,46	—	—	100,20	
	МЗ	69,99	0,04	19,38	0,09	0,02	—	0,20	9,31	0,03	—	—	99,29	
Анортозит	РФ	53,61	0,10	27,72	0,43	0,01	0,09	11,36	4,47	0,62	0,04	—	98,43	
<i>Кар'єр в с. Слобідка</i>														
	РФ	55,70	0,08	26,43	0,46	0,01	0,09	10,07	4,64	1,03	0,09	—	98,60	
<i>Кар'єр в с. Сліпчиці</i>														
	РФ	57,29	0,08	25,70	0,51	0,01	0,03	9,58	4,60	1,27	0,13	—	99,20	

Примітка. Вміст головних оксидів — у ваг. %, мікроелементів — у г/т.

Note. Main components in wt. %, minor elements — in ppm.

ють склад авгіту $\text{En}_{36-37}\text{Fs}_{21-23}\text{Wo}_{41-42}$. Моноклінний піроксен анортозитів зазвичай відповідає авгіту $\text{En}_{32-41}\text{Fs}_{23-28}\text{Wo}_{32-41}$. Йому властива тонка пластинчаста будова по (001), обумовлена наявністю вростків піжоніту або гіперстену в салітовій матриці. Згідно з результатами мікрозондових визначень, салітова матриця має склад $\text{En}_{33-39}\text{Fs}_{16-19}\text{Wo}_{44-48}$.

Хімічний склад піроксену з пегматитів Паромівки досліджував раніше П.І. Лебедев [3]. Склад піроксенів з пегматитів Синього Каменю вивчено [9]. Отримані дані свідчать про широку варіативність складу піроксенів з пегматитів. Це переважно клінопіроксени, що є значно більш вапняними, ніж авгіти анортозитів ($\text{En}_{29-38}\text{Fs}_{16-29}\text{Wo}_{40-50}$). Клінопіроксен з пегматитів Паромівки, за даними П.І. Лебедєва [3], має склад $\text{En}_{32}\text{Fs}_{41}\text{Wo}_{27}$. Досліджені нами клінопіроксени з пегматитів Синього Каменю мали помітні домішки Cr, Zn, V, Sc, Co, вміст яких в цілому не залежить від магнезіальності мінералу.

Олівін з анортозитів Володарськ-Волинського масиву характеризується хімічним складом від гіалосидериту до ферогортоноліту (Fa_{43-77}). Вміст тефроїтової складової станов-

генофлюоресцентного аналізу

to XRF analyses of monofractions (РФ)

Pb	Ba	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	U	Zr	Y	Ce	Ab	An	Or			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39	26	35	9			
12	533	61	3	34	536	4	1	37	5	20	46	45	9			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40	8	52	3			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	77	20	93	0			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	0	93	6			
7	582	60	3	12	577	2	2	17	3	30	49	45	6			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	53	22	25	0			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0	100	0			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99	1	0	0			
8	355	57	3	8	648	4	1	16	2	20	40	56	4			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
1	9	1530	58	1	3	18	1570	1	1	4	19	4	10	43	51	6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
9	486	59	3	28	519	5	2	24	5	10	43	49	8	—	—	

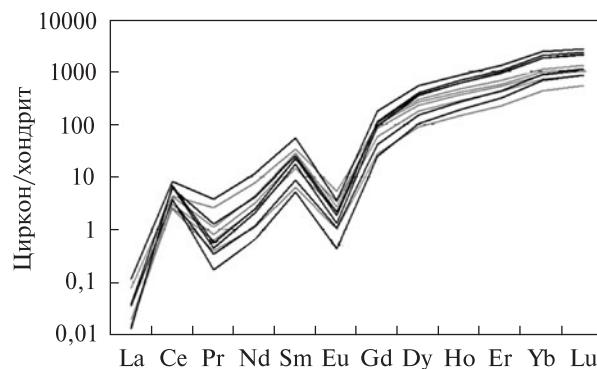


Рис. 4. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ в цирконах з пегматитів Володарськ-Волинського масиву. Сірим кольором показано циркони з пегматитів кар'єру с. Горбулів, чорним — з кар'єру с. Паромівка
Fig. 4. Chondrite-normalized pattern of REE in zircons separated from pegmatitic bodies among anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif. Grey are zircons from the Gorbuliv quarry, black — from the Paromivka quarry

вить 0,3–1,3 % і прямо корелює з залізистістю.

Склад олівіну з пегматитів Паромівки досліджено П.І. Лебедевим [3], а з пегматитів Синього Каменю — нами [9]. Обидва олівіни виявилися доволі залізистими (Fa_{65-73}), але потрапляють у діапазон, властивий анортозитам. Олівін Синього Каменю має підвищений вміст цинку та кобальту, а також стронцію, барію та церію. Вміст нікелю є низьким.

Рудні мінерали в породах головної анортозитової серії — це ільменіт, титаномагнетит, піротин, халькопірит та пірит [6]. Відомості про склад їх у породах, що вміщують пегматити, відсутні. Ільменіт з пегматитів Горбуліва та Паромівки характеризується складом, близьким до стехіометричного з незначною домішкою гейкілітового та пірофанітового компонентів та незначною окисненістю заліза [9]. З домішок мікроелементів можна відзначити Zr, Nb та V, що містяться у помітній кількості.

Циркон є розповсюдженим мінералом пегматитів у анортозитах Володарськ-Волинського масиву. Циркони, виділені з пегматитових тіл Горбулівського та Паромівського кар'єрів, а також з кар'єру Синій Камінь, дуже подібні між собою та презентовані доволі великими (до 0,2 мм) уламками кристалів. Форма їх загалом призматична та видовжено-призматична, зрідка сплощена, з грубою по-вздовжньою шорсткуватістю. Кристали прозорі, ледь забарвлени у рожевий чи коричневий колір. Люмінесценція під впливом катодних

променів дуже слабка або взагалі відсутня. Okremi уламки виявляють смугастість, яка, очевидно, є проявом ритмічної зональності.

Нами було досліджено хімічний склад цирконів, вилучених з пегматитів Паромівського та Горбулівського кар'єрів. Циркони обох тіл мають близький розподіл РЗЕ (табл. 2; рис. 4), який характеризується значним зростанням хондрит-нормованих концентрацій важких РЗЕ

відносно легких (концентрація лантану в цирконах в 10 разів нижче, ніж у хондриті C1, а ітербію та лютесію — приблизно в 1000 разів вище). Крім того, цирконам обох пегматитових тіл притаманні позитивна церієва та негативна европієва аномалії. В цілому циркони з пегматитів Паромівського кар'єру мають дещо вищий вміст важких РЗЕ і нижчий — середніх і легких. У порівнянні з цир-

Таблиця 2. Хімічний склад цирконів з пегматитів Володарськ-Волинського масиву, г/т

Table 2. Chemical composition of zircons separated from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif, ppm

Місце відбору проб	P	Ti	Y	Sn	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Nb	Pb	Th	U
Горбулівський кар'єр	193	36	939	128	0,01	3,32	0,22	3,87	6,16	0,31	28,0	91,9	31,6	131,2	216,9	38,4	11024	0,2	0,4	8,0	49,3	65,4
	151	23	1066	105	0,01	3,53	0,13	2,84	6,05	0,40	30,0	102,1	35,6	149,4	249,3	44,0	10091	0,2	0,4	11,7	76,4	95,6
	191	39	383	142	—	2,32	0,05	0,79	1,45	0,09	8,4	33,0	12,5	55,7	105,9	20,1	11787	0,2	0,4	3,8	23,5	42,8
	162	20	1221	113	0,01	4,08	0,15	3,15	6,48	0,23	32,3	113,7	40,1	169,4	274,6	49,3	11702	0,2	0,6	19,1	122,5	166,0
	151	35	428	86	0,01	2,13	0,05	0,97	1,98	0,13	10,3	38,9	14,3	63,7	117,3	21,1	8904	0,2	0,4	3,3	23,8	37,4
	136	28	1042	80	0,03	3,60	0,27	4,57	7,11	0,34	32,3	105,1	35,6	144,2	243,7	41,1	10515	0,2	0,4	9,1	69,3	84,3
	155	27	915	105	0,01	2,84	0,11	2,25	4,85	0,29	25,3	87,6	30,6	128,7	213,4	38,2	10515	0,2	0,4	8,9	58,8	78,1
	176	32	465	127	0,01	2,55	0,06	1,02	1,96	0,11	9,8	40,2	15,2	69,1	132,7	25,0	12889	0,2	0,5	5,6	36,5	66,5
	149	32	705	112	0,01	2,48	0,09	1,68	3,36	0,20	17,6	65,7	23,3	100,9	178,2	32,3	10854	0,2	0,4	5,4	36,1	55,8
	185	29	1000	118	0,03	4,17	0,37	5,48	7,73	0,47	30,5	99,5	34,0	142,0	241,2	42,6	10685	0,2	0,4	11,9	76,4	92,5
Кар'єр с. Паромівка	151	15	644	103	0,01	3,43	0,05	0,84	2,03	0,09	12,4	56,0	22,0	105,3	218,0	41,6	9837	0,4	0,7	4,5	29,1	53,9
	169	14	1480	92	0,01	5,90	0,18	2,86	5,83	0,19	32,5	136,8	51,1	230,6	442,8	78,4	11363	0,5	1,0	11,3	79,3	114,6
	191	13	1640	100	0,01	6,55	0,08	1,75	5,11	0,16	33,5	148,7	56,5	256,1	484,9	87,3	11957	0,5	1,1	14,0	94,9	132,8
	223	13	2227	100	0,02	8,36	0,27	5,77	11,43	0,32	55,9	216,0	78,1	341,7	619,2	109,1	12041	0,6	1,1	19,4	134,9	161,6
	176	9	1503	87	—	6,28	0,06	1,45	3,99	0,11	28,1	132,8	51,6	236,7	442,9	80,8	10600	0,4	1,0	14,3	96,5	136,7
	202	13	2088	96	0,04	7,94	0,51	8,17	12,52	0,31	54,8	206,5	73,6	321,6	578,2	102,1	11024	0,6	1,0	17,7	124,0	147,6
	175	5	941	113	—	10,28	0,03	0,60	1,83	0,03	13,4	77,2	32,3	161,7	349,4	66,6	16196	1,4	2,5	12,8	84,5	201,0
	206	6	1600	102	—	12,51	0,05	1,16	3,5	0,05	25,6	135,4	54,8	261,0	516,9	95,2	13907	1,1	2,2	21,6	143,5	245,2
	135	12	466	108	—	3,65	0,02	0,46	1,18	0,04	7,6	39,1	15,8	77,7	169,6	32,6	12550	0,4	0,9	3,9	25,7	57,9
	190	14	1559	102	—	5,27	0,08	1,88	5,00	0,20	32,8	142,1	53,9	240,5	444,7	81,2	10769	0,4	0,9	12,2	81,2	107,6

Таблиця 3. Хімічний склад пегматитів Володарськ-Волинського масиву

(за результатами рентгенофлюoresцентного аналізу)

Table 3. Chemical composition of pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif (accordingly to the XRF analyses)

Місце відбору проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	В.п.п.	Сума	Cu	Pb
Слобідка	61,95	0,15	17,82	3,74	0,08	1,13	6,36	3,35	2,78	0,05	2,47	—	37	14
Паромівка	69,68	0,41	11,58	4,38	0,04	1,10	1,38	2,40	5,46	0,05	0,89	97,35	17	34
Синій Камінь	49,05	3,29	14,99	14,81	0,17	2,63	6,19	3,28	2,14	0,85	1,03	98,44	66	<10
Горбулів	52,49	1,21	15,00	10,69	0,10	3,37	5,19	2,49	2,76	0,36	5,34	99,00	48	13

Місце відбору проб	Zn	Ni	Cr	Sc	Ba	Co	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	U	V	Zr	Y	La	Ce	Nd
Слобідка	50	—	—	—	389	—	18	11	86	370	8	—	—	200	7	34	35	24
Паромівка	24	11	26	<10	297	<10	25	16	285	76	55	14	12	1673	98	127	238	111
Синій Камінь	132	15	11	29	757	35	29	14	42	342	<10	<10	117	160	37	49	93	52
Горбулів	66	12	36	28	890	28	19	11	102	284	<10	<10	84	315	30	37	58	17

П р и м і т ка. Вміст головних оксидів — у ваг. %, мікроелементів — у г/т.

N o t e. Main components in wt. %, minor elements — in ppm.

конами з габроїдних інtrузивів Коростенського плутону, циркона анортозитів дещо збіднілі на РЗЕ.

Циркони з пегматитів у анортозитах характеризуються сталим вмістом фосфору (135—225 г/т) та значною варіативністю вмісту титану — 5—15 г/т у цирконах Паромівки та 20—40 — у цирконах Горбуліва. У цирконах з габроїдів вміст фосфору сягає 475 г/т, а титану зазвичай не перевищує 20. Циркони обох кар'єрів мають низький вміст цинку — на рівні 0,25 г/т (в габроїдах він сягає 1—1,8) та міді (0,25—0,8, в габроїдах — до 1 г/т). Також низьким є вміст стронцію (0,10—0,15 г/т, в габроїдах — той самий рівень концентрації) та галію (0,1—0,2, в габроїдах — до 0,3 г/т). Вміст олова у цирконах з пегматитів в анортозитах варіє від 80 до 140 г/т, що значно вище, ніж у цирконах з габроїдів (35—80 г/т). Вміст ітрію змінюється від 380 до 1220 г/т у цирконах Горбуліва та від 1480 до 2230 — у цирконах Паромівки. Для габроїдів характерний загалом такий самий діапазон значень концентрації цього елементу. Вміст свинцю в цирконах з анортозитів не перевищує 20 г/т, що набагато нижче, ніж у цирконах з габроїдів — 10—180. Вміст гафнію становить від 8900 до 16200 г/т, що в середньому дещо більше, ніж у цирконах з габроїдів. Вміст танталу та ніобію в цирконах з основних порід Коростенського плутону є доволі низьким: 0,35—0,55 г/т (Горбулів) та 0,7—2,5 (Паромівка). Вміст Nb у габроїдах — від 0,17 до 3,5 г/т. Вміст танталу становить, відповідно, 0,15—0,50 та 0,35—2,5, у габрої-

дах — від 0,05 до 1,8 г/т. При цьому між цими двома елементами спостерігається чітка залежність, яку можна апроксимувати лінійним рівнянням $Nb = Ta \cdot 1,8$.

Циркони з пегматитів у анортозитах характеризуються низьким вмістом торію (25—160 г/т) та урану (37—165), значно нижчим, ніж у цирконах габроїдів, де вміст торію сягає 1100, урану — 1500 г/т. Між вмістом цих двох елементів також спостерігається лінійна залежність, яку можна апроксимувати рівнянням $U = 1,17 \cdot Th + 11$.

Інші мінерали пегматитів описано в роботі [9]. *Біотит* був досліджений за допомогою мікрозондового методу лише у пегматиті с. Паромівка. Цей мінерал характеризується по-мірно високою титаністістю та залізистістю. *Преніт* та *епідот* були так само досліжені в пегматитах Синього Каменю. Склад обох мінералів наближується до стехіометричного, при цьому преніт містить помітну домішку заліза.

Геохімічні особливості. За хімічним складом пегматити в анортозитах (та габроїдах) чітко розділяються на дві групи — основного та кислого складу (табл. 3). Основні (меланократові) пегматити за вмістом головних петrogenних компонентів та мікроелементів наближаються до звичайних анортозитів Володарськ-Волинського масиву. Вміст SiO_2 в таких пегматитах становить 49,0—52,5 %, що відповідає вмісту кремнезему в анортозитах. Втім меланократовий склад пегматитів знайшов своє відображення у зменшенні вмісту Al_2O_3 , CaO , Na_2O , а також у збільшенні кон-

Таблиця 4. Ізотопний склад стронцію та неодиму в анортозитах та вилучених із них плагіоклазах, а також в пегматитах серед анортозитів с. Паромівка, Володарськ-Волинський масив

Table 4. Isotopic composition of Sr and Nd in anorthosites and plagioclase separates, as well as in pegmatite of the Paromivka quarry

Зразок	Порода, мінерал	Вміст, г/т		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd_{1760}$	Модельний вік, млн рр.	
		Sm	Nd				T_{CHUR}	T_{DM}
03-D4	Анортозит	3,1	14,1	0,1329	$0,511863 \pm 4$	0,510324	1,85	2,35
03-D4	Плагіоклаз	—	—	—	—	—	—	—
Fedor	Пегматит	19	99,4	0,1156	$0,511635 \pm 11$	0,510297	1,89	2,29

Зразок	Порода, мінерал	ϵNd_{1760}	Вміст, г/т		$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{1760}$	ϵSr_{1760}
			Rb	Sr				
03-D4	Анортозит	-0,7	11	288	0,1105	$0,704201 \pm 8$	0,701405	-16,4
03-D4	Плагіоклаз	—	12	577	0,0602	$0,704163 \pm 4$	0,702641	1,2
Fedor	Пегматит	-1,3	285	76	11,142	$0,983333 \pm 10$	0,701357	-17,1

центрації Fe, K₂O, Zn, Ba, Y тощо. Отже, мафічні пегматити відрізняються від анортозитів меншим вмістом плагіоклазу та більшим — темноколірних мінералів, рудних і калієвого польового шпату.

Кислі пегматити варіюють за хімічним складом від діоритів (60,72 % SiO₂) до гранітів (69,69 % SiO₂) і чітко відрізняються від анортозитів підвищеним вмістом не лише SiO₂, але й K₂O, Rb, Zr, Y. Вміст Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅, Co, Sr, V натомість помітно нижчий. Такі особливості хімічного складу свідчать про формування кислих пегматитових тіл із залишкового інтерстиційного розплаву. Спостерігається чітка негативна кореляція між вмістом SiO₂ та Al₂O₃, CaO, Na₂O і позитивна — з вмістом K₂O, залежності між вмістом SiO₂ та TiO₂, Fe, MgO, P₂O₅ не встановлено.

Ізотопний склад. Нами вивчено ізотопний склад стронцію та неодиму в одному зразку кислих пегматитів (пегматит з кар'єру с. Паро-

мівка) та зразку анортозитів, що вміщують цей пегматит (табл. 4). Досліджено також ізотопний склад кисню у багатьох мінералах з різних пегматитових тіл Володарськ-Волинського масиву (табл. 5), ізотопний склад вуглецю та кисню в карбонатах з пегматитових тіл (табл. 6) та ізотопний склад сірки в піритах (табл. 7).

Значення віку кристалізації, визначені за ізотопним складом стронцію з анортозитів та пегматитів кар'єру с. Паромівка, майже однакові. Водночас у плагіоклазах, виділених з анортозитів того ж кар'єру, ізотопний склад стронцію дещо відрізняється (табл. 4). Це можна пояснити недостатньо високою точністю визначення вмісту стронцію та рубідію методом рентгенівської флюoresценції. Слід зауважити, що ізотопний склад стронцію в анортозитах Володарськ-Волинського масиву дуже слабо вивчений. До цього часу існувало лише одне визначення по анортозитах Горбулівського кар'єру [14]. Якщо всі наявні на даний час результати визначення ізотопного складу стронцію в анортозитах та плагіоклазах Володарськ-Волинського масиву внести на одну ізохронну діаграму, то отримаємо Rb-Sr ізохронний вік в 1753 ± 33 млн рр. Цей вік в межах похиби співпадає з U-Pb віком, визначенним по цирконах (див. нижче). Втім отриману лінію регресії не можна назвати справжньою ізохроною з двох причин: 1 — високе СКВО (23160); 2 — сама лінія регресії фактично контролюється єдиною точкою — пегматитом кар'єру с. Паромівка з дуже високим значенням співвідношення ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 11,142, тоді як в анортозитах та плагіоклазах воно коливається в межах 0,06—0,11.

Ізотопний склад неодиму в пегматитах серед анортозитів с. Паромівка та в самих анортозитах практично тотожній (табл. 4), що вказує на походження цих порід з єдиного розплаву. Ізотопний склад неодиму в породах Володарськ-Волинського масиву вивчали різ-

Таблиця 5. Ізотопний склад кисню в мінералах пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Table 5. Oxygen isotopic composition in minerals of pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Місце відбору проб	Мінерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Федорівський кар'єр, с. Паромівка	Циркон	6,5
	Ільменіт	3,7
	"	3,5
	Польовий шпат	7,8
	"	8,5
Кар'єр Синій Камінь, с. Турчинка	Кварц	9,4
	Ільменіт	3,4
	Циркон	5,9
	Польовий шпат	7,4
Горбулівський кар'єр, с. Горбулів	Циркон	6,5
	Плагіоклаз	6,5
	Ільменіт	3,3
	"	2,4

Таблиця 6. Ізотопний склад вуглецю та кисню в карбонатах з пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Table 6. Isotopic composition of C and O in carbonates from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Місце відбору проб	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{pdb}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$
	‰		
Кар'єр Синій Камінь, с. Турчинка	-14,4	-20,5	9,8
Федорівський кар'єр, с. Паромівка	-14,8	-15,3	15,2
Горбулівський кар'єр, с. Горбулів	-15,0	-13,8	16,7
	-14,9	-11,9	18,6

Таблиця 7. Ізотопний склад сірки в піритах з пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Table 7. Isotopic composition of S in pyrite from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Місце відбору проб	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Горбулівський кар'єр, с. Горбулів	2,6
Кар'єр Синій Камінь, с. Турчинка	2,8
Федорівський кар'єр, с. Паромівка	1,8

ні дослідники (див. огляд в [14]), які встановили, що величина εNd_{1760} в анортозитах варіює від +0,2 до -0,7. Це дещо вище, ніж в анортозитах та пегматитах с. Паромівка. Втім виявлені відмінності незначні, отже не дозволяють говорити про походження анортозитів різних ділянок Володарськ-Волинського масиву з різних розплавів.

Ізотопний склад сірки в піритах, вилучених з пегматитів серед анортозитів, є доволі стабільним і свідчить, вочевидь, про її мантійне походження зельми незначним внеском корової речовини. Іншим можливим джерелом може бути нижньокорова речовина з мантійними ізотопними характеристиками. У всяко-му разі частка типової корової ("органогенної") сірки є незначною.

Ізотопний склад вуглецю вимірювали у карбонатах (кальцитах) з пегматитових тіл у кар'єрах Синій Камінь, Паромівський та Горбулевський. У всіх досліджених кальцитах він є сталим і свідчить про їх походження з единого джерела.

Питання про ізотопний склад вуглецю в карбонатних мінералах пегматитів Коростенського plutону вже розглядалось в літературі [5]. Отримані дані важко однозначно інтерпретувати, оскільки вказаний діапазон значень вмісту ^{13}C ($-18 \div -21 \text{ } \text{\%о}$) характерний скоріше для метасоматичних утворень, зображеніх органічною складовою, ніж для магматичних асоціацій. Такі ж труднощі виникають і під час інтерпретації наших результатів, оскільки вони теж виходять далеко за межі глибинних характеристик, тим більше, що невідповідність підтверджують ізотопні параметри кисню в карбонатах анортозитів. Єдиним вирогідним поясненням цих ізотопних аномалій є участь відновних вуглеводневих сполук у процесах пегматитоутворення, що у принципі підтверджують результати вивчення включень мінералоутворювальних компонентів у пегматитах.

Ізотопний склад кисню досліджений у багатьох мінералах, виділених з пегматитів серед анортозитів, — цирконі, ільменіті, плагіоклазі, кварці, кальциті. Ці мінерали з різних кар'єрів мають аналогічний ізотопний склад кисню, що свідчить про їх походження з єдиного джерела. Водночас діапазон варіацій ізотопного складу кисню відповідає встановленому в магматичних породах основного складу [11].

Відомості про ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених з пегматитів серед анортот-

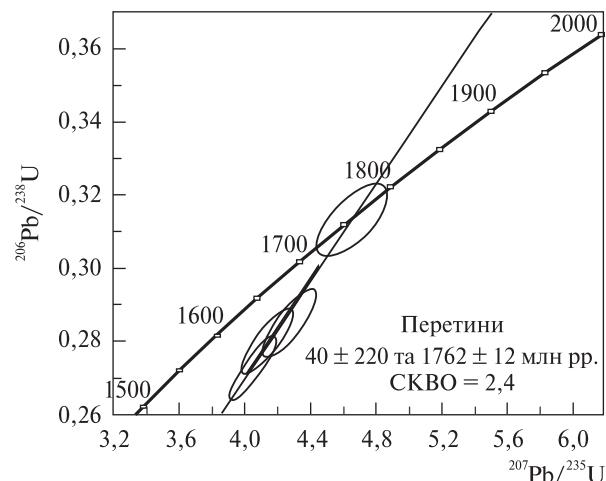


Рис. 5. Діаграма з конкордією для цирконів, виділених з пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Fig. 5. U-Pb diagram for zircons separated from pegmatitic bodies among anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif.

зитів кар'єрів сіл Паромівка та Горбулів, наведено у роботі [8]. Згідно із ними, ізотопний склад гафнію в цирконах з обох пегматитових тіл практично тотожний: величина $\epsilon_{\text{Hf}_{1760}}$ становить у пегматитах с. Паромівка $0,2 \pm 0,5$, а с. Горбулів — $-0,1 \pm 0,5$.

Вік. Нами визначено ізотопний вік цирко-нів, виділених з пегматитів, розкритих Паромівським та Горбулівським кар'єрами, а також кар'єром Синій Камінь. Для Горбулівського кар'єру отримано три визначення віку за U-Pb методом мультизернових наважок та ще чотири — за методом мас-спектрометрії вторинних іонів по одиничних зернах. Для пегматитів з кар'єру Синій Камінь отримано три визначення за мультизерновими наважками, для Паромівського — ще два (табл. 8).

Згідно із цими даними, пегматити формувались, млн рр. тому: Паромівський кар'єр — 1782 ± 24 , кар'єр Синій Камінь — 1747 ± 11 , Горбулівський кар'єр — 1761 ± 23 (якщо враховувати всі дані — по мультизернових наважках і по одиничних зернах). Всі отримані дані (крім одного результату) є доволі дискордантними і дають невелику "розтяжку" в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{236}\text{U}$. Завдяки цьому всі отримані по окремих пегматитових тілах результати характеризуються значною похибкою визначення ізотопного віку.

Якщо всі отримані по мультизернових на-
важках результати винести на одну діаграму
з конкордією, то одержимо значення $1757 \pm$

± 11 млн рр. З врахуванням даних по одиничних кристалах вік дорівнює 1762 ± 12 млн рр., а нижній перетин практично відповідає сучасності (рис. 5). Середньозважений за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік становить $1758,1 \pm 3,4$ млн рр. Саме цю цифру ми і приймаємо за час кристалізації пегматитових тіл.

Вік, отриманий по пегматитах, майже збігається з віком, визначенним попередніми дослідниками для анортозитів Володарськ-Волинського масиву. Зокрема, вік анортозитів Головінського кар'єру за баделейтом становить $1760,6 \pm 0,7$, а за цирконом — $1758,1 \pm 1$ млн рр. [10]. Для "голубоватих анортозитов" [2] с. Турчинка (кар'єр Синій Камінь, в якому була відібрана і наша проба пегматитів) визначений за цирконом вік становить $1758 \pm 1,8$ млн рр.

Обговорення. Для розуміння походження пегматитових тіл серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву корисно розглянути загальні відомості про кристалізацію анортозитів, отриману шляхом дослідження великої кількості шліфів, відібраних з різних ділянок масиву. За петрографічними даними [6], встановлено таку схему кристалізації порід головної анортозитової серії: плагіоклаз (An_{62-57}) → → плагіоклаз (An_{55-46}) + апатит першої генерації → плагіоклаз (An_{44-38}) + олівін (Fo_{59-43}) + + піжоніт (залізистість $_{54-44}$) + авгіт (залізистість $_{46-32}$) + рудні мінерали першої генерації →

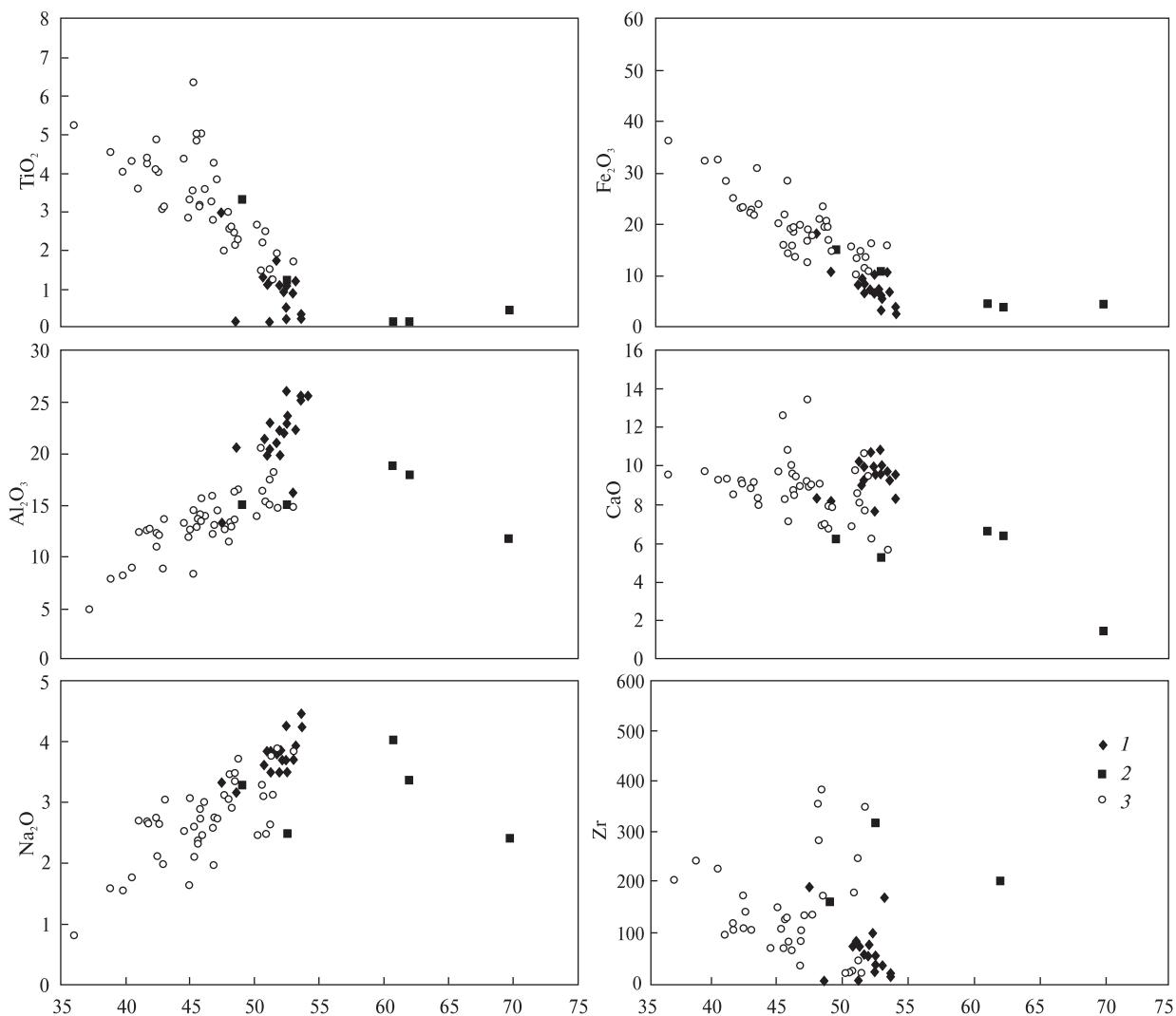
→ апатит другої генерації + рудні мінерали другої генерації + лужні польові шпати + кварц.

Першими фазами, що кристалізувалися, були акцесорні та плагіоклаз. Найбільш основні зерна складу An_{62-57} , напевно, відповідають первинному плагіоклазу, який внаслідок зниження температури реагував з інтеркумулусною рідиною, підкислюючись до An_{55-46} з утворенням неправильної плямистої зональності. Більш пізній плагіоклаз An_{44-38} кристалізувався з інтеркумулусної рідини разом з кольоровими мінералами. Доростання примокристів плагіоклазу із залишкової рідини призвело до появи нечіткої концентричної зональності з утворенням мезо- та ортокумулатів. Структурно-текстурні особливості анортозитів та споріднених з ними порід головної серії вказують на вкорінення останніх у вигляді розплаву-каші, в якому зваженою кумулусною фазою виступав основний плагіоклаз. Значне поширення структур протоклазу дозволяє припустити, що у формуванні анхімономінеральних анортозитів значну роль відігравав зовнішній тиск, під дією якого відбувалось "вичавлення" залишкового розплаву, забагаченого на мафічні компоненти. Втім цей процес фільтр-пресінту не завжди діяв однаково ефективно. Так, у багатьох кар'єрах можна спостерігати ділянки анортозитів, насичених інтерстиційним кислим (гранофіровим) матеріалом.

Таблиця 8. Результати U-Pb датування цирконів, виділених з пегматитів Володарськ-Волинського масиву

Table 8. Results of the U-Pb dating of zircons separated from pegmatites of the Volodarsk-Volynsky massif

Фракція, мм	Вміст, г/т		Ізотопні співвідношення				Коеф. кореляції	Вік, млн рр.		
	U	Pb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma, \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma, \%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<i>c. Паромівка, Федорівський кар'єр</i>										
<0,1	207,7	22,0	4,2740	1,1	0,2873	1,1	0,99	1628	1688	1764
>0,1	155,9	0,3	4,0753	1,1	0,2752	1,1	1,00	1567	1649	1756
<i>c. Турчинка, кар'єр Синій Камінь</i>										
<0,1	297,8	41,3	4,2665	1,1	0,2874	1,1	1,00	1629	1687	1760
>0,1	295,3	0,9	4,3794	1,1	0,2958	1,1	1,00	1670	1708	1756
0,1—0,2	290,0	101,0	4,3591	1,1	0,2944	1,1	1,00	1663	1705	1756
<i>c. Горбулів</i>										
0,1—0,2	161,4	3,6	4,1475	1,1	0,2794	1,1	0,99	1588	1664	1760
<0,1	170,3	2,8	4,1716	1,1	0,2815	1,1	1,00	1599	1668	1757
>0,2	275,0	88,5	4,2530	1,1	0,2873	1,1	1,00	1628	1684	1755
SIMS	98,0	36,2	4,2717	2,6	0,2849	2,1	0,83	1616	1688	1779
	203,8	74,5	4,0468	2,4	0,2726	2,1	0,90	1554	1644	1753
	91,5	33,5	4,1402	2,5	0,2800	2,1	0,84	1592	1662	1760
	64,8	27,2	4,6515	3,1	0,3130	2,1	0,68	1755	1759	1763
	50,4	20,5	4,9224	6,4	0,3038	4,0	0,62	1710	1806	1919
	104,4	45,1	4,5908	2,7	0,3204	1,8	0,68	1792	1748	1696



Rис. 6. Варіаційні діаграми, що показують співвідношення хімічного складу пегматитів та анортозитів Володарськ-Волинського масиву, а також залишкових після кристалізації анортозитів порід, за [13]: 1 — анортозити Володарськ-Волинського масиву, 2 — пегматити серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву, 3 — продукти кристалізації залишкових після формування анортозитів розплавів. Вміст головних петрогенних оксидів — у ваг. %, цирконію — у г/т

Fig. 6. Variation diagrams showing relationships among chemical compositions of pegmatites and anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif and residual melts after crystallization of anorthosites, according to [13]: 1 — anorthosite of the Volodarsk-Volynsky massif; 2 — pegmatitic bodies among the anorthosites; 3 — rocks formed due to crystallization of the residual melts after crystallization of anorthosites. Main components are in wt. %, Zr — in ppm

Петрографічні відомості вказують, що залишкові розплави кристалізації анортозитів збагачені на мафічні компоненти, а також на калій, тобто на елементи, що не входять до складу основного плагіоклазу. Під час кристалізації великих магматичних тіл, подібних до Володарськ-Волинського масиву, ці залишкові розплави можуть утворювати певні скупчення (сегрегації), з яких і формуються пегматитові тіла. Втім існує альтернативна можливість формування пегматоїдних тіл, передовсім кислого складу — як дериватів кисліших гра-

нітоїдних розплавів, що вкорінювались пізніше від габро-анортозитових масивів, що їх кристалізація призводила до формування значних масивів гранітів рапаків.

Відомості про ізотопний U-Pb вік цирконів, виділених з пегматитів в анортозитах Володарськ-Волинського масиву, вказують, що кристалізація пегматитових тіл не була відрівна у часі від кристалізації вмісних анортозитів. Ізотопний склад стронцію та неодиму в анортозитах та пегматитах свідчить, що ці породи є похідними єдиного магматичного розплаву.

Отже, ідею щодо походження пегматитів як похідних кристалізації більш пізніх граніто-їдних розплавів можна відкинути. Ізотопний склад стабільних елементів (кисню, сірки, вуглецю) свідчить про близькість ізотопних характеристик пегматитових тіл з кар'єрів, рознесеніх у просторі на десятки кілометрів, що вказує на їх походження з єдиного вихідного розплаву.

Очевидно, пегматитові тіла є продуктом кристалізації залишкових інтерстиційних розплавів, що утворювались під час кристалізації вихідного для Володарськ-Волинського масиву розплаву. Внаслідок синкристалізаційних процесів (усадка напівзакристалізованих кумулатів) формувались незначні за розміром камери, до яких вичавлювався інтерстиційний розплав. У межах цих камер створювались сприятливі умови для фракціонування та диференціації залишкового розплаву на меланократову та гранітоїдну складові. Відсутність структур катаклазу та брекчіювання в пегматитових тілах вказує на спокійні тектонічні умови під час їх кристалізації. Очевидно, що окрім власне залишкових розплавів у такі порожнини відокремлювались також розчинені у розплаві леткі компоненти, що призводило до формування порожнин, стінки яких вкриті добре сформованими кристалами кварцу, карбонату та польових шпатів. Сама можливість формування порожнин вказує на вельми невеликий літостатичний тиск. Очевидно, глибина остаточної кристалізації Володарськ-Волинського масиву була не більшою від перших кілометрів, а, радше за все, і перших сотень метрів.

Деякі дослідники вважають, що залишкові розплави після кристалізації анортозитових масивів мають йотунітовий склад [13]. Дослідження залишкових після кристалізації Володарськ-Волинського масиву розплавів вказує, що вони мають тенденцію до кристалізаційного фракціонування на дві складові — кислу та основну. Хоча дослідження хімічного складу пегматитів є непростою задачею через значний розмір зерен мінералів цих порід, тим не менш наявні дані вказують на те, що принаймні основні пегматити за своїм складом наближаються до складу йотунітів за [13] (рис. 6).

Висновки. Пегматитові тіла серед анортозитів Володарськ-Волинського масиву є результатом кристалізації залишкового інтерстиційного розплаву — про це свідчать результати

мінералогічних, геохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень. У межах кожної конкретної залишкової магматичної камери відбувалась кристалізаційна диференціація розплаву на мафічну та кислу складові з утворенням зональних пегматитових тіл.

Пегматитові тіла, розташовані у різних ділянках Володарськ-Волинського масиву на відстані десятків кілометрів одне від одного, мають однакові ізотопно-геохімічні характеристики, що свідчить про те, що вони є диференціатами єдиного вихідного розплаву.

Ізотопний вік пегматитів ($1758,1 \pm 3,4$ млн рр.) у межах похиби збігається з віком анортозитів, що їх вміщують, і є додатковим свідченням їх спорідненості.

За своїм складом мафічна частина пегматитових тіл наближується до йотунітів, які нерідко розглядаються як продукти кристалізації залишкових по відношенню до анортозитів розплавів.

Стаття підготована за сприяння програми науково-технічного співробітництва між Урядами України та Польщі. Автори також висловлюють подяку О.В. Митрохіну за консультації та допомогу у підготовці статті до друку.

1. Богатиков О.А. Анортозиты. — М. : Наука, 1979. — 232 с.
2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Корostenского plutona // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 34—46.
3. Лебедев П.И. К петрографии и минералогии основных пегматитов Волыни // Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. — М. : Изд-во АН СССР, 1936. — Т. 2. — С. 999—1012.
4. Лебедев П.И. Пегматиты габбро-анортозитового комплекса // Петрография Украины / В.И. Луцицкий, П.И. Лебедев. — Л. : Изд-во АН СССР, 1934. — С. 335.
5. Мамчур Г.П. К геохимии изотопов углерода в эндогенных образованиях // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. — Киев : Наук. думка, 1978. — С. 25—33.
6. Митрохин О.В. Петрология габбро-анортозитовых массивів Корostenського плутону : Автореф. дис. ... канд. геол. наук / НАН України. Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення. — К., 2001. — 16 с.
7. Соболев В. Петрология восточной части сложного Корostenского плутона. // Уч. зап. Львов. гос. ун-та. Сер. геол. — 1947. — 6, вып. 5. — С. 139.
8. Шумлянський Л.В. Ізотопний склад гафнію в цирконах з анортозит-рапаківігранітних масивів Українського щита // Вісн. Кіїв. ун-ту (у друці).
9. Шумлянський Л.В., Митрохін О.В., Гречанівська О.Є., Гурненко А.І. До мінералогічної характеристики

- пегматитів в анортозитах Коростенського плутону // Зап. Укр. мінерал. т-ва. — 2006. — 3. — С. 200—204.
10. Amelin Yu. V., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobeliov V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite : U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contrabs Mineral. and Petrol. — 1994. — 116. — P. 411—419.
 11. Faure G. Principles of isotope geology. — John Wiley and sons, 1986. — 589 p.
 12. Mitrokhin O.V. The gabbro-anorthosite massifs of the Korosten pluton (Ukraine) and problems of parental magmas evolution // Abstr. vol. of the GEODE field workshop 8—12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway. NGU Rep. — 2001. — № 42. — P. 86—90.
 13. Owens B.E., Rockow M.W., Dymek R.F. Jotunites from the Grenville Province, Quebec : petrological characterization and implication for massif anorthosite petrogenesis // Lithos. — 1993. — 30. — P. 57—80.
 14. Shumlyansky L., Ellam R.M., Mitrokhin O. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield : implication of Nd and Sr isotope data // Ibid. — 2006. — 90. — P. 214—222.

Надійшла 27.10.2010

Л.В. Шумлянський, В.Н. Загнітко

**ІЗОТОПНИЙ ВОЗРАСТ, ГЕОХІМИЧЕСКИЕ
І МІНЕРАЛОГІЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ПЕГМАТИТОВ В АНОРТОЗИТАХ
ВОЛОДАРСК-ВОЛЫНСКОГО МАССИВА,
КОРОСТЕНСКИЙ ПЛУТОН**

Пегматитовые тела сложного строения широко распространены среди анортозитов Володарск-Волынского массива — самого крупного анортозитового массива в составе Коростенского анортозит-рапаки-вигранитного plutона. Пегматиты обычно образуют жилообразные тела или изометрические выделения размером до 1—1,5 м. Жилообразные тела нередко имеют пустоты (занорыши). В отдельных случаях удавалось наблюдать расслоенность пегматитовых тел на меланократовую (нижняя часть тел) и гранитоидную (верхняя часть) составляющие. В строении пегматитовых тел участвует большое количество минералов, среди которых присутствуют плагиоклаз (олигоклаз-альбит), щелочные полевые шпаты, пироксены ($\text{En}_{29-38}\text{Fs}_{16-29}\text{Wo}_{40-50}$), оливин (Fa_{65-73}), ильменит, биотит, широкая гамма сульфидных минералов, кварц, карбонаты, амфиболы, апатит, циркон, пре-нит, эпидот, глинистые минералы и т. д. Изотопный состав стронция ($\epsilon\text{Sr}_{1760} = -16,4$ в анортозите и $-17,1$ в пегматите) и неодима ($\epsilon\text{Nd}_{1760} = -0,7$ в анортозите и $-1,3$ в пегматите) указывает на происхождение этих

пород из единого исходного расплава. Изотопный состав кислорода, углерода и серы в минералах, выделенных из разных пегматитовых тел, также указывает на отсутствие значительных изотопных различий. Изотопный возраст, определенный U-Pb методом по цирконам, выделенным из пегматитов, составляет $1758,1 \pm 3,4$ млн лет и в пределах ошибки совпадает с возрастом вмещающих их анортозитов. Пегматитовые тела среди анортозитов Володарск-Волынского массива представляют собой результат кристаллизации остаточного интерстициального расплава. В пределах каждой конкретной остаточной магматической камеры происходила дифференциация расплава на мafическую и кислую составляющие. По составу мafическая часть пегматитовых тел приближается к йотунитам, которые нередко рассматривают в качестве продуктов кристаллизации остаточных по отношению к анортозитам расплавов.

L.V. Shumlyansky, V.M. Zagnitko

**ISOTOPE AGE, GEOCHEMICAL
AND MINERALOGICAL COMPOSITION
OF PEGMATITES IN ANORTHOSITES
OF THE VOLODARSK-VOLYNSKY MASSIF,
KOROSTEN PLUTON**

Pegmatite bodies of the complex structure rather widely distributed among anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif that is the largest anorthosite massif within the Korosten AMCG pluton. Pegmatite usually occur as vein-like or isometrical bodies up to 2 m in size. Vein-like bodies often contain voids. In some cases layered pegmatite bodies were observed in with lower part had mafic composition while upper part was composed by granitic material. Large number of minerals composes pegmatites. These include: plagioclase (oligoclase-albite), alkaline feldspars, pyroxenes ($\text{En}_{29-38}\text{Fs}_{16-29}\text{Wo}_{40-50}$), olivine (Fa_{65-73}), ilmenite, biotite, various sulfide minerals, quartz, carbonates, amphiboles, apatite, zircon, prenite, epidote, clay minerals etc. Isotope composition of Sr ($\epsilon\text{Sr}_{1760} = -16,4$ in anorthosite and $-17,1$ in pegmatite) and Nd ($\epsilon\text{Nd}_{1760} = -0,7$ in anorthosite and $-1,3$ in pegmatite) indicates derivation of these rocks from the single initial melt. Isotope composition of O, C and S in minerals separated from various pegmatite bodies also indicates absence of significant variations. U-Pb isotopic age measured by zircons separated from pegmatite is $1758,1 \pm 3,4$ Ma and within error coincides with age of the host anorthosite. Pegmatites in anorthosites of the Volodarsk-Volynsky massif appear as rocks crystallized from residual interstitial melt. Inside of the each particular residual magma chamber crystallization differentiation that led to formation of zoned bodies took place. By composition, mafic component of the pegmatite bodies corresponds to jotunite that often regarded as results of crystallization of residual to anorthosites melts.

УДК 550.93

О.Б. Бобров¹, Л.М. Степанюк², І.С. Паранько³,
О.М. Пономаренко², Л.В. Шумлянський², Б.Дьюйм⁴

¹ Український державний геологорозвідувальний інститут
М-ва екології та природних ресурсів
04114, м. Київ, Україна, вул. Автозаводська, 78

² Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua

³ Криворізький державний педагогічний університет
50086, м. Кривий Ріг, Україна, пр. Гагаріна, 54

⁴ Бристольський університет, м. Бристоль, Великобританія

ГЕНЕЗИС ТА ВІК ЦИРКОНУ ІЗ “ЛАТИВСЬКОГО” ГОРИЗОНТУ КРИВОРІЗЬКОЇ СЕРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

З використанням методів оптичної та електронної мікроскопії вивчено морфологію та анатомію кристалів циркону із кварцитів “латівського” горизонту Криворіжжя. Встановлено, що циркони представлені декількома типами кристалів, різною мірою заокруглених внаслідок механічної абразії та регенерованих в ході прояву процесів структурно-метаморфічного перетворення первинних пісковиків. За допомогою методу мас-спектрометрії індуктивно-пов’язаної плазми з лазерною ablляцією вивчено уран-свинцеві ізотопні системи кристалів кластогенного циркону. Встановлено, що серед кластогенних цирконів присутні лише кристали, сформовані у віковому інтервалі 3,0—3,2 млрд рр. (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), що відповідає часу формування порід граніт-зеленокам’яній асоціації (конська серія та гранітоїди сурського комплексу) і граніт-гнейсового комплексу (аульська серія та гранітоїди дніпропетровського комплексу). Середнього Придніпров’я, та відсутні циркони з ядрами, молодшими за 3,0 млрд рр. Це дозволяє припустити, що анорогенні гранітоїди токівського, демуринського та мокромосковського комплексів не були джерелом кластогенного матеріалу для метаосадків латівського горизонту через те, що не були на той час виведеними на денну поверхню або взагалі ще не були сформованими.

Вступ. Криворізька структура — один із най-цикавіших геологічних об’єктів не тільки Криворізького залізорудного басейну (Кривбасу), де їй належить центральне місце, але й усього Українського щита (УЩ). В її надрах локалізовані унікальні запаси залізних руд різних геолого-промислових типів. Своєрідна багаторівнева будова Криворізької структури зумовлена історією геологічного розвитку Середньопридніпровського мегаблоку, яка відображає низку важливих етапів формування УЩ. Знаковою є позиція структури в регіоні:

© О.Б. БОБРОВ, Л.М. СТЕПАНЮК,
І.С. ПАРАНЬКО, О.М. ПОНОМАРЕНКО,
Л.В. ШУМЛЯНСЬКИЙ, Б.Дьюйм, 2011

она приурочена до межі двох різновікових блоків — Інгульського, складеного метаморфічними вулканогенно-осадовими та гранітоїдними утвореннями гранітоїдно-метатеригенного структурно-формаційного комплексу [3—5, 7, 9—16, 18—21] і Середньопридніпровського, представленого тоналіт-зеленокам’яним структурно-формаційним комплексом, у складі якого вирізняються ультратаморфізовані утворення суперкрустальної аульської серії, зеленокам’яні породні комплекси та різновікові гранітоїдні комплекси, що їх інтрудують.

Криворізька структура складена чотирма просторово суміщеними в її межах різновіковими породними комплексами, розділеними перервами (знизу вгору, рис. 1): метавулка-

ногенно-осадовим, метатеригенно-залізистим, карбонатно-углецево-метатеригенним та метатеригенним [7, 14, 15].

У контексті даної роботи нас особливо цікавить метавулканогенно-осадовий комплекс, що стратиграфічно відповідає конкській серії верхнього архею. Породи комплексу залягають в основі розрізу Криворізької структури та картиуються вздовж східного її борту, а також складають Східно-Ганнівську смугу в Північному районі Кривбасу. На півдні, а також уздовж так званого Саксаганського простягання і в основі східно-ганнівського розрізу комплекс представлений утвореннями метадацит-андезит-толеїтової формациї, що об'єднуються у складі нижньої частини новокриворізької світи [18, 20, 21].

Для неї характерна асоціація амфіболітів, біотит-амфіболітових, хлорит-біотит-амфіболітових, біотит-амфібол-плагіокласових і біотит-кварц-амфіболітових сланців, які є метаморфизованими аналогами толеїтів, андезитів і дацитів. Менше поширені метаосадові утворення так званого латівського горизонту — слюдисті кварцити, кварцито-пісковики та сланці кварц-біотитового, кварц-польовошпат-біотитового складу з характерними бластопсамітовими структурами, що тяжкіють до основи розрізу.

Загалом, у розрізі цієї частини новокриворізької світи переважають метатолеїти — до 60 % об'єму, метаандезити складають близько 25 % розрізу, метадацити — до 15 %. Потужність формациї за простяганням структури суттєво змінюється від 300—600 м у південній і центральній частинах структури до 800 м на півночі.

У межах Східно-Ганнівської смуги на породах нижньої частини новокриворізької світи (метадацит-андезит-толеїтової формациї) згідно залягає метакоматіт-джеспіліт-толеїтова формaciя, складена асоціацією актинолітових, tremolітових з карбонатом і тальком сланців (метакоматіти), амфіболітів, плагіоклас-амфіболітових, амфіболітових, амфібол-хлоритових сланців (метатолеїти та метаандезити), а також залізистих кварцитів і сланців амфібол-магнетитового, карбонат-магнетит-кумінгтонітового складу. Зустрічаються також мусковітові кварцити і слюдисті (мусковіт- і біотит-серіцитові, мусковіт-біотитові) сланці. Потужність формациї становить 300—400 м.

Породи комплексу метаморфізовані в умовах епідот-амфіболітової (південна частина структури і Східно-Ганнівська смуга) та зеле-

носланцевої (Саксаганський район) фазій регіонального метаморфізму.

Отже, складний генералізований розріз Криворізької структури сформований протягом різних тектоно-седиментаційних етапів. Наші досліження присвячені нижній частині цього розрізу, представлений новокриворізькою світою, а також співвідношеню так званого латівського (базального) горизонту зазначененої світи з гранітоїдами облямування та встановленню коректного радіологічного віку цих утворень.

Метаосадові утворення "латівського" горизонту з ініціативи О.Д. Додатко [6] тривалий час вважали метаморфізованою корою вивітрювання "саксаганських" гранітоїдів, що наразі об'єднуються у складі однайменного саксаганського комплексу. Втім більшість дослідників обстоює погляди щодо утворення латівського горизонту як базальної за своїм характером метаосадової пачки, яка залягає в основі розрізу новокриворізької серії. У роботах В.В. Покалюка та Є.О. Куліша [10, 11, 16] неодноразово стверджується, що латівський горизонт через специфіку своєї стратиграфічної позиції й особливості речовинного складу слід вилучити з розрізу останньої та виділити як самостійну світу в розрізі криворізької серії.

Втім аналіз розрізів різних частин Криворізької структури, що наводять вказані автори, свідчить, що просторово індивідуалізованого суттєво метаосадового розрізу латівського горизонту в природі не існує. Латівський горизонт у чисто кварцитовому вигляді викремлюється лише на деяких ділянках. Наприклад, у відслоненні на правому березі р. Інгулець між селами Стародобровільське та Новолатівка (рис. 1, 2). Ці ділянки є опорними для вивчення та датування порід, що входять до його складу.

На більшій частині розповсюдження уздовж зазначеного ареалу, за даними ретельної документації відповідних розрізів, латівський горизонт насправді має вигляд тісного перешарування метабазитів з різноманітними метаосадовими породами типу слюдистих кварцитів та кварцито-пісковиків (рис. 3, 4). Лише по-декуди в окремих перетинах спостережені монотонні частини розрізу, представлені кварцитами і супровідними метаосадовими утвореннями. Таким чином, якщо викладене є справедливим, то латівський горизонт набуває статусу якщо не відокремленого просто-

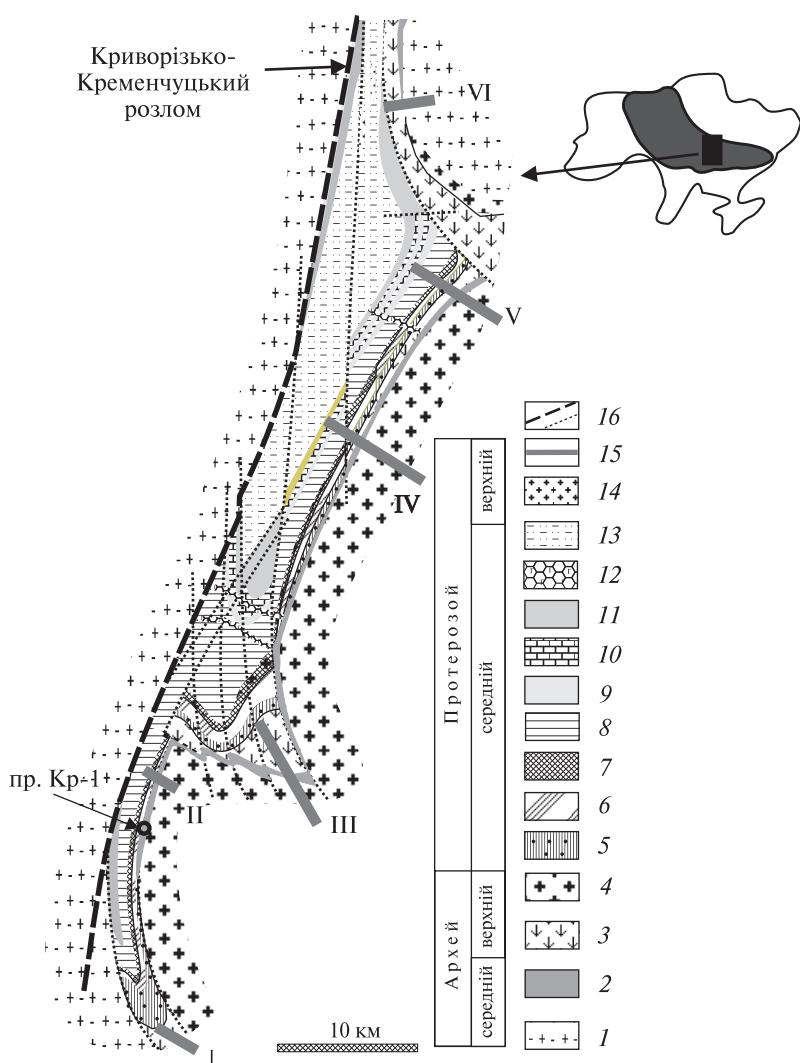


Рис. 1. Геолого-формаційна схема будови Криворізької структури за [21] зі змінами авторів статті: 1 — гнейсо-граніт-плагіогранітова формація (дніпропетровський гранітоїдний комплекс); 2, 3 — метавулканогенно-осадовий комплекс (2 — латівський горизонт, 3 — метадацит-андезит-толеїтова і метакоматіт-джеспіліт-толеїтова формація (не поділена)); 4 — плагіограніт-тоналітова формація (саксаганський гранітоїдний комплекс); 5—8 — метатеригенно-зализистий комплекс (5 — метаконгломерат-сланцева формація, 6 — метаконгломерат-пісково-сланцева формація, 7 — метакоматітова формація, 8 — джеспілітова кременисто-сланцева формація); 9—11 — карбонатно-углецево-метатеригенний комплекс (9 — залізисто-сланцева формація, 10 — карбонатно-углецево-сланцева формація, 11 — сланцево-метапісковикова формація); 12 — формація дайкових діабазів; 13 — метатеригенний комплекс (моласоїдна метаконгломератова та метапісковиково-сланцева формації); 14 — апліт-пегматоїдна формація; 15 — профілі свердловин (цифри на рисунку): I — Інгулецький (замикання Лихманівської синкліналі), II — Рахманівський (Латівський), III — ділянки Основної синкліналі, IV — Центрально-Саксаганський (ділянка К. Лібкнехта), V — Первомайський (Північно-Саксаганський), VI — Ганнівський; 16 — головні та другорядні розломи

Fig. 1. Geologic-formational scheme of Kryvyi Rih structure after [21] with some modifications from the authors of the article: 1 — gneiss-granite-plagiogranite formation (Dnipropetrovsk granitoid complex); 2, 3 — metavolcanogenic-sedimentary complex (2 — Lativka horizon, 3 — metadacite-andesite-tholeiitic and metacomatiite-jaspilite-tholeiitic (undivided); 4 — plagiogranite-tonalite formation (Saksagan granitoid complex); 5—8 — metaterrigeno-iron complex (5 — metaconglomerate-schistous formation, 6 — metaconglomerate-sand-schistous formation, 7 — metacomatiite formation, 8 — jaspilite siliceous-schistous formation); 9—11 — carbonate-hydrocarbon-metaterrigenous complex (9 — iron-schistous formation, 10 — carbonate-hydrocarbon-schistous formation, 11 — schist-metasand formation); 12 — formation of dike diabases; 13 — metaterrigenous complex (molassoid metaconglomerate and metasand-schistous formation); 14 — aplite-pegmatoid formation; 15 — borehole profiles (numbers on Figure): I — Ingulets (closure of Lihmanivka syncline), II — Rakhmanivka (Lativka), III — of site of Basic syncline, IV — Central-Saksagan (K. Liebknecht site), V — Pervomayske (North Saksagan profile), VI — Annivka profile; 16 — main and secondary faults

рово і речовинно геологічного тіла, то нижньої частини розрізу новокриворізької світи, де встановлено суттєве накопичення метаосадових (слюдисто-кварцитових, кварцито-пісковикових, пісковикових) утворень.

Цей "горизонт" у напрямку з півдня на північ хоч має змінні потужності та повноту локальних розрізів, але стабільно стійку геологічну позицію в основі генералізованого розрізу новокриворізької світи. Так він просте-

жується від перетину Інгулецького профілю (на крайньому південному Криворізької структури, рис. 1), через Рахманівський (Латівський) профіль св. № 20631 та 20630 (на ділянці, що примикає до Основної синкліналі), через цю синкліналь у перетині одноіменного профілю св. № 17980, через перетин Центрально-Саксаганського профілю на ділянці рудника К. Лібкнехта у св. № 18453 та 18454, до перетину Північно-Саксаганського (Первомайсь-

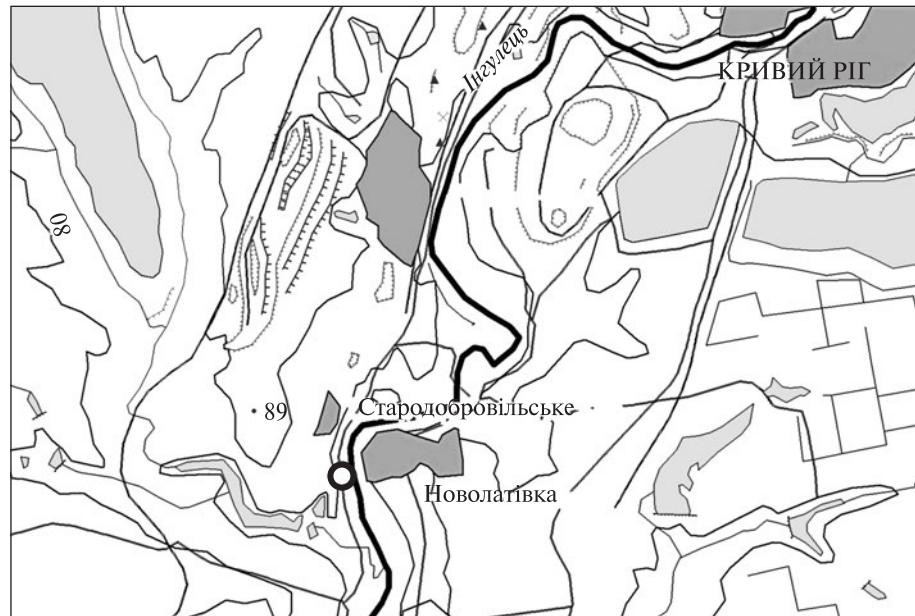


Рис. 2. Розташування точки відбору проби кварцитів на радіологічний вік порід латівського горизонту на топосхемі (чорний кружок)

Fig. 2. Location of sample of quartzites, collected for radiological dating from Lativka horizon, on topographic scheme (black circle)

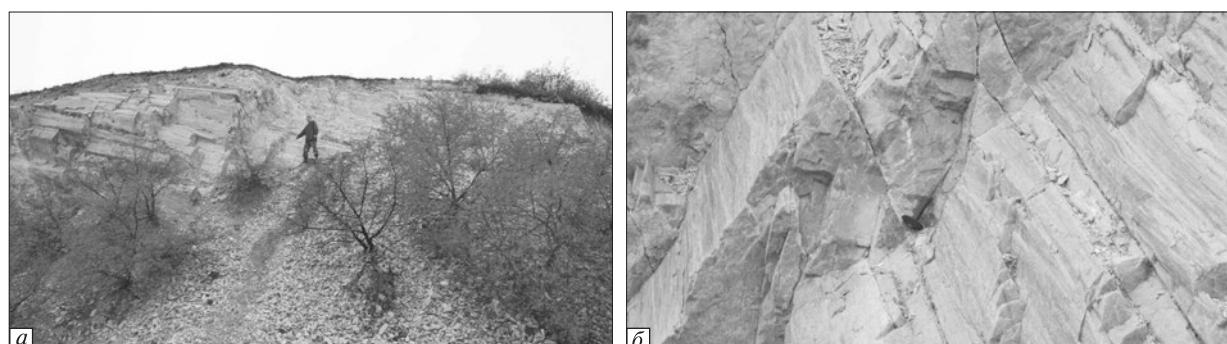


Рис. 3. Відслонення кварцитів латівського горизонту, пр. Кр-1, правий борт долини р. Інгулець, східніше с. Стародобровільське

Fig. 3. Outcrop of quartzites of Lativka horizon, sample Kp-1, right side of valley of the river Ingulets, to the east of Starodobrovolsk village

кого) профілю в св. № 16880—16885 та 17518 включно.

Найбільш відомим і типовим є розріз "латівського" горизонту в природних відслоненнях, локалізований між ділянкою замикання Лихманівської синкліналі та Латівським (Рахманівським) профілем (рис. 1, 2).

Саме у такому розрізі з природних відслонень на правому березі р. Інгулець в її звивині, опуклістю оберненій на захід, між селами Стародобровільське та Новолатівка ми відбрали проби для радіологічного визначення віку кварцитів як одного з найбільш представницьких породних різновидів латівського горизонту.

Стосовно наявних даних з проблеми датування порід горизонту зокрема та розрізу кри-

ворізької серії взагалі слід зазначити, що на даний час криворізька серія в кореляційній хроностратиграфічній схемі віднесена до палеопротерозою [9], але нещодавно з'явилися радіогеохронологічні дані, що свідчать про неоархейський вік, принаймні, новокриворізької світи [2].

Об'єкти і методи дослідження. Для вирішення проблеми генезису та віку цирконів у кварцитах латівського горизонту та уточнення нижньої вікової межі криворізької серії нами за допомогою методу мас-спектрометрії індуктивно-пов'язаної плазми з лазерною ablaciєю (*LAM ICP MS*) вивчено уран-свинцеві ізотопні системи кластогенних ядер у кристалах циркону із кварцитів. Для цього була відібрана геохронологічна проба Кр-1 у скельних вихо-

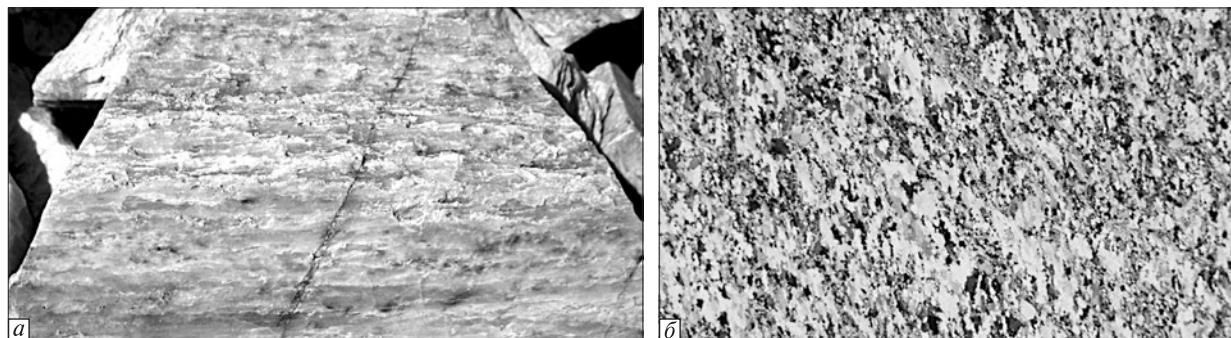


Рис. 4. Макро- (a) та мікрофотографії (б) кварциту, пр. Кр-1, поляризаційний мікроскоп, що просвічує, ніколі +, зб. 10

Fig. 4. Macro- (a) and microphotos (b) of quartzite, sample Kp-1, transmission polarising microscope, nicoles +, $\times 10$

дах правого борту долини р. Інгулець, східніше с. Стародобровільське (рис. 1—3) об'єкт II-2 в путівнику [15]. У точці пробовідбору спостерігається перешарування слюдистих кварцитів (з піщинками кварцу різної величини) та сланців кварц-серіцитових (метапісковиків).

Об'єкт датування — слюдисті кварцити — представлені різновидами світло-сірого, білого та біло-сірого кольору з уламковим кварцом різних гранулометричних класів, які перешаровуються в розрізі (рис. 3, 4, а) з різноманітними кварц-серіцитовими сланцями з різного розміру кластогенним кварцом по метаалевролітах, метапісковиках (рис. 3, б, 4, а). І.С. Паранько зі співавторами [15] за текстурно-структурними ознаками серед кварцитів виділяють дрібно-, середньо- та крупнозернисті відміні.

Основними мінералами кварциту проби Кр-1 є кварц (близько 90 %), серіцит і хлорит (майже 10 %), вміст каолінізованих польових шпатів менше 1 %. Із акцесорних мінералів трапляються циркон, ільменіт, сфен.

Структура кварцитів мікрогранобластова зубчаста, подеколи мікролепідогранобластова та мікролепідобластова, а в зонках інтенсивних деформацій — бластомілонітова. Видимий у шліфах кут між напрямом основної сланцюватості та зонами бластомілонітизації складає близько 30° (рис. 4).

Результати дослідження та їх обговорення. Кристали циркону із кварциту представлени кількома типами. Найбільш поширені коричнювато-, бурувато-сірі напівпрозорі зерна призматичного та короткокоризматичного габітусу з заокругленими контурами та добре проявленою за значного збільшення (рис. 5, а—е), дрібноямчастою (абразивного походження) по-

верхнею вершинок та реберних ділянок. Округлі різновиди зерен мають сліди акумулятивної механічної абразії по всій поверхні кристалів (рис. 5, 2—e).

Менш поширені світло-рожеві прозорі кристали. Більшості з них властиві заокруглені контури та дрібноямчаста поверхня зі штрихами та борознами. Слід зазначити, що поверхня таких кристалів дещо відрізняється від поверхні зі слідами абразії цирконів, яких не торкнулись структурно-метаморфічні перетворення (як от цирконів із алювію сучасних водотоків). Ця різниця, на наш погляд, обумовлена процесами регенерації кристалів і нарощуванням зовнішніх оболонок внаслідок структурно-метаморфічних перетворень, яких зазнали вихідні пісковики у процесі перетворення на кварцити. На абразивну природу такої поверхні кристалів вказують і заокруглені механічні злами кристалів (рис. 5, д).

Отже, можна констатувати, що більшість кристалів цирконів має ознаки регенерації (доростання) різної інтенсивності, що діагностується у зламах під бінокуляром. Поверхня кристалів, що зазнали інтенсивної регенерації (присутні добре видимі оболонки), є гладенькою, достатньо розвинуті їхні грані, але вершинки і деякі ребра лишаються заокругленими (рис. 5, е—к).

У результаті дослідження зрізів кристалів циркону із кварциту встановлено, що багато кристалів характеризуються складною будовою, обумовленою нарощуванням на ядра тонких оболонок. Серед виявлених ядер можна виділити декілька морфологічних типів (рис. 6). Найбільше поширені ядра з грубою концентричною зональністю (рис. 6, а—г, е, і), характерною для кристалів циркону із гранітоїдів сурського та саксаганського комплексів. За-

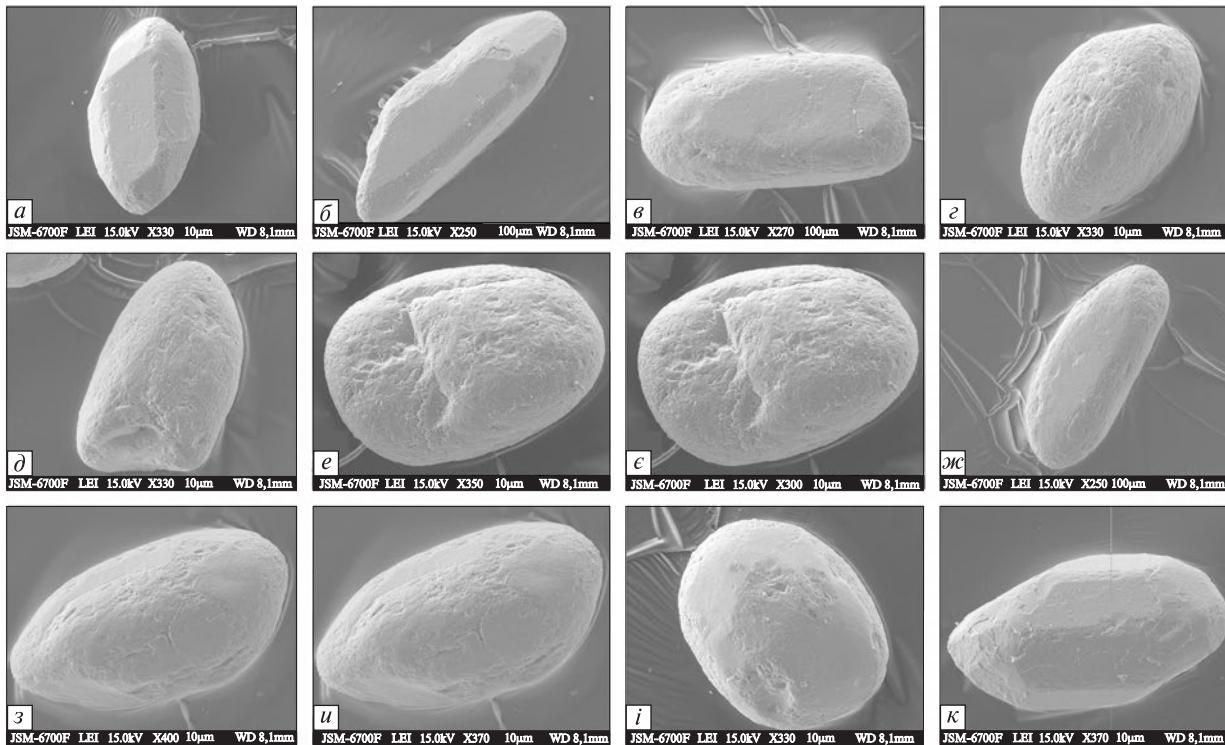


Рис. 5. Мікрофотографії поверхні кристалів циркону із кварциту латівського горизонту (пр. Кр-1): *a—e* — кристали з різним ступенем механічного стирання (ступінь абразії зростає від кристала *a* до кристала *e*), майже не регенеровані з добре видимими слідами механічної абразії; *e, ж* — слабо регенеровані кристали; *з—к* — регенеровані кристали зі слідами "пошарового" доростання. Зображення в растровому електронному мікроскопі *JSM 6700F*, центр колективного користування ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, аналітик Ю.О. Литвиненко

Fig. 5. Microphotos of surface of zircon crystals from quartzite of Lativka horizon (sample Kр-1): *a—e* — crystals with different degree of mechanical abrasion (abrasion degree increases from crystal *a* to crystal *e*), nearly non-regenerated crystals with clearly distinguished traces of mechanical abrasion; *e, ж* — slightly regenerated crystals; *з—к* — regenerated crystals with traces of "layer-by-layer" growth. Image by scanning microscope *JSM 6700F*, Center of multiple access application of M.P. Semenenko IGMOF of NAS of Ukraine, analyst Yu.O. Lytvynenko

звичай вони мають правильні кристаломорфологічні контури, хоча у багатьох з них спостерігається незначне заокруглення вершинок (рис. 6, *a—в*), зрідка — зрізання смужок зональності (рис. 6, *г*), поодинокими є інші типи ядер (рис. 6, *е*).

Наростання пізнішого циркону незначні. Товщина оболонок, як правило, становить декілька відсотків від розміру кристала, досить поширеними є неповні обростання, найчастіше на голівках та ребрах зерен (рис. 6, *з—і*).

Таким чином, форма та характер поверхні кристалів циркону в кварцитах латівського горизонту свідчать про первинно-осадову природу досліджених кварцитів. Абразивні процеси з різною інтенсивністю позначились на кристалах. Виявлено зерна циркону від слабо (рис. 5, *а, б*) до сильно обточених (рис. 5, *г—е*). Це дозволяє припустити, що кластогенний матеріал надходив з кількох джерел, різновідда-

лених від басейну седиментації. Слабо обточені кристали (рис. 5, *а, б*), очевидно, транспортувалися коротший час, ніж сильно пошкоджені (рис. 5, *г—е*). Про існування декількох джерел кластогенного матеріалу, вірогідно, свідчить наявність у кварцитах кластогенного циркону різних типів (рис. 6).

Результати вивчення уран-свинцевої ізотопної системи кластогенних ядер у кристалах циркону із кварциту за методом *LAM ICP MS* наведено у таблиці, ділянки, в яких виконано аналіз кристалів, вказані на рис. 7. З цього матеріалу видно, що вік ядер (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) коливається у віковому інтервалі 2998–3219 млн рр.

Варто зауважити, що серед вивчених нами кластогенних ядер цирконів не було молодших за 3,0 млрд рр., тобто гранітоїди токівського, мокромосковського та демуринського комплексів не були джерелом кластогенного

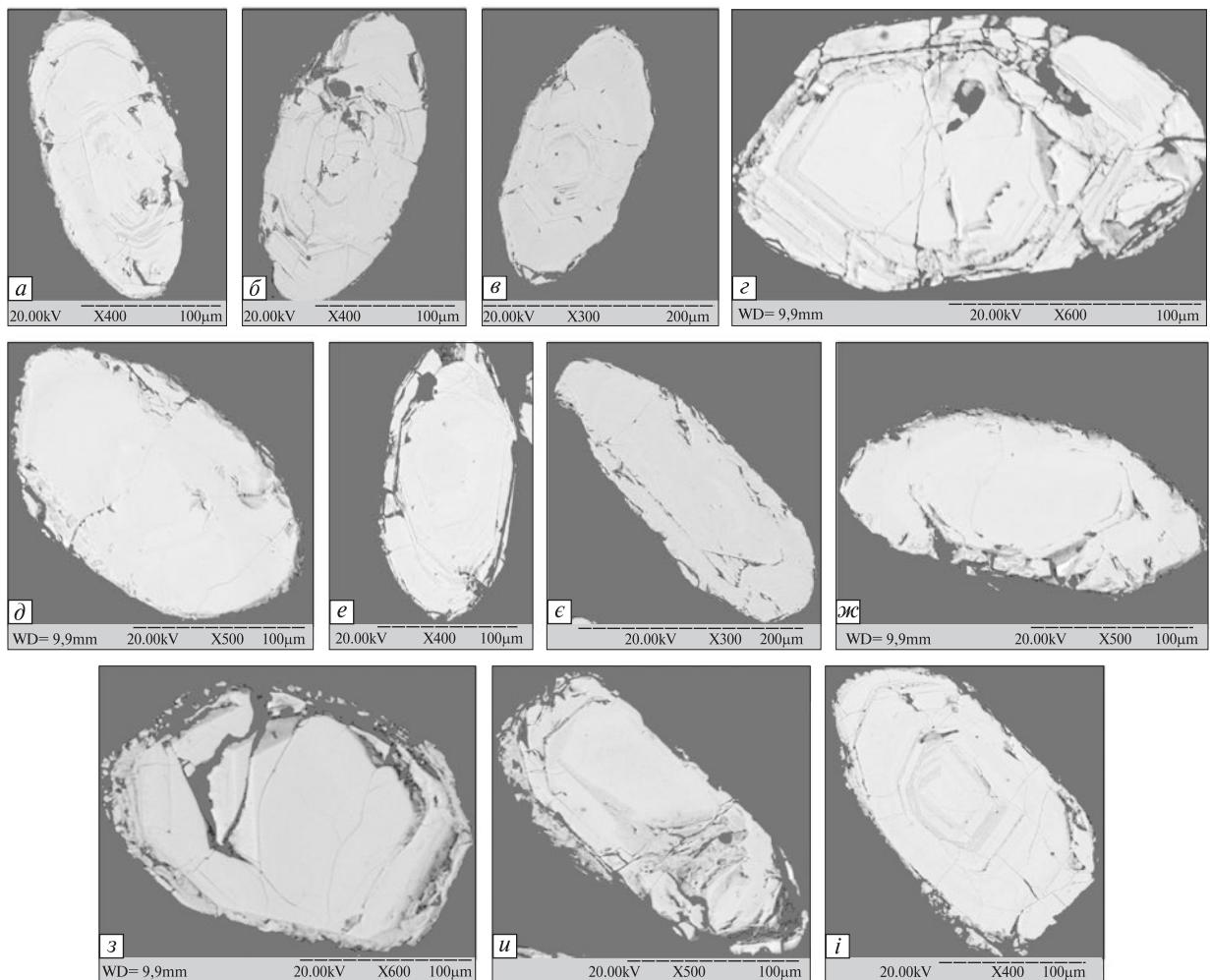


Рис. 6. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із кварциту латівського горизонту (пр. Кр-1): *a*–*г*, *е*, *и* – кристали з "магматичною" зональністю, в їх ограненні беруть участь (в усякому разі зовнішніх зон росту) грані гострої біпіраміди, за винятком *г* та *и*, в яких присутні лише грані тупої біпіраміди; *д*, *е*–*и* – неясно зональні та азональні кристали; *з*–*и* – кристали, що зазнали помітної регенерації. Зображення в растровому електронному мікроскопі РЕМ-106 И, лабораторія прецизійних аналітических досліджень УкрДГРІ, аналітик А.О. Білоус

Fig. 6. Microphotos of sections of zircon crystals from quartzite of Lativka horizon (sample Kp-1): *a*–*г*, *е*, *и* – crystals with "magmatic" zonation, with crystal faceted (at least outer zones of growth) by sharp bipyramid, with an exception of *г* and *и* which show only the presence of faces of obtuse (truncated) bipyramid; *д*, *е*–*и* – unclearly zoned and azonal crystals; *з*–*и* – crystals which experienced distinct (visible) regeneration. Image by scanning microscope REM-106 И, Laboratory of precision analytical investigations of UkrSGRI, analyst A.O. Bilous

матеріалу для кварцитів латівського горизонту (бо ще, можливо, не були сформовані або не були на той час виведені на денну поверхню).

Таким чином, отримані ізотопні дані для кластогенного циркону із кварциту латівського горизонту є задовільною нижньою віковою межею формування латівського горизонту і, отже, – всієї криворізької серії *.

Висновки. Викладені у цій статті результати визначення радіологічного віку слюдистих кварцитів латівського горизонту, а також проведений аналіз позиції, складу та внутрішньої його будови дозволили не тільки отримати нові конкретні факти з зазначених питань, але й виявити низку додаткових, що обов'язково потребують обговорення та вирішення. Наведемо найважливіші з них.

1. Як співвідносяться метаосадові утворення латівського горизонту з саксаганськими плагіогранітоїдами, поширеними в облямуванні Криворізької структури (Саксаганський масив)?

* У доступному здоровому глузду обсязі від новокриворізької до саксаганської світи, оскільки верхні частини її розрізу давно слід відносити до молодших стратиграфічних підрозділів.

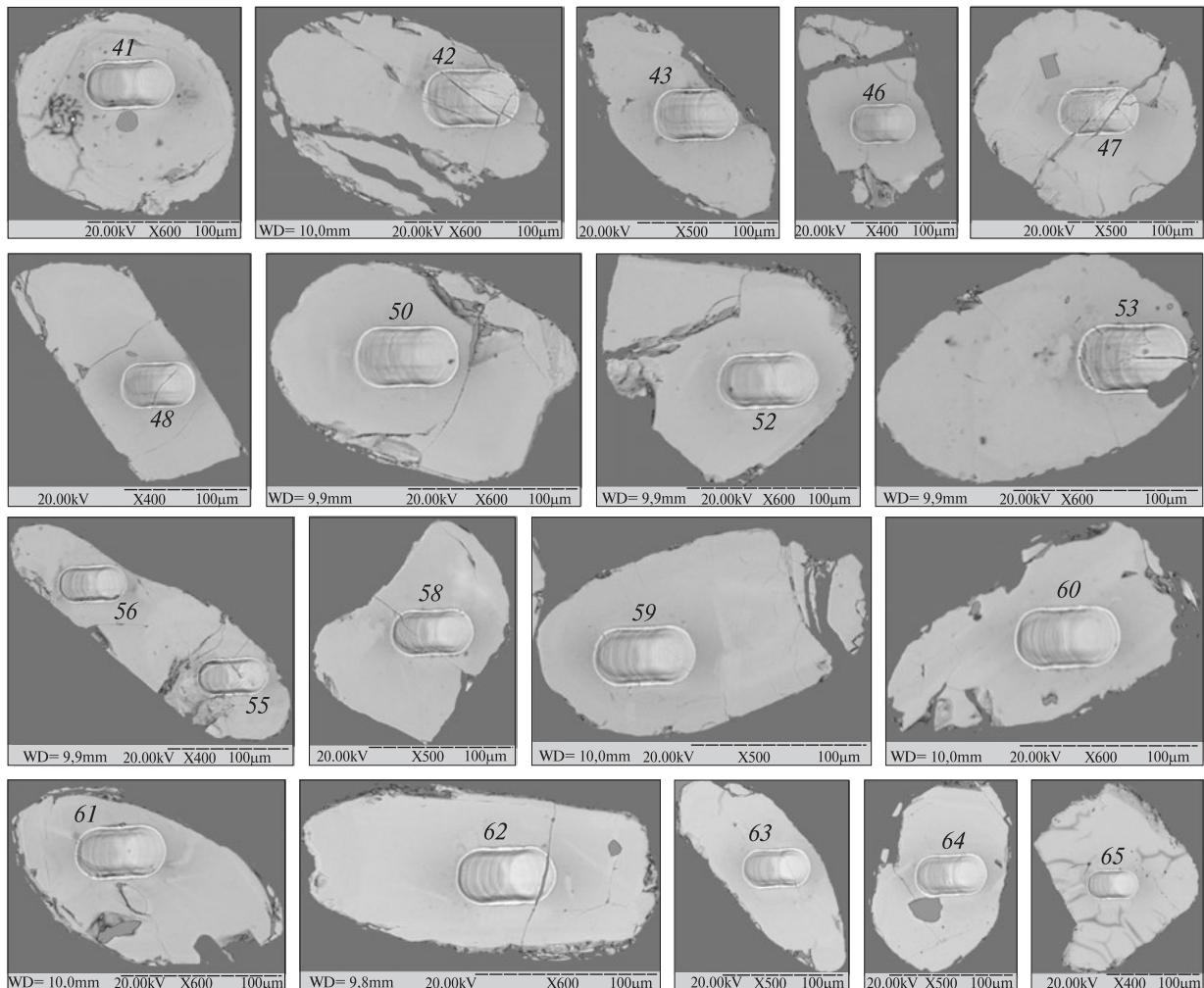


Рис. 7. Мікрофотографії зразків кристалів циркону із кварциту латівського горизонту, Ділянки кристалів, в яких вивчалась уран-свинцева ізотопна система, позначені цифрами біля них (41—65), що відповідають номерам в таблиці. Електронний мікроскоп REM-106 І, режим BSE, аналітик А.О. Білоус

Fig. 7. Microphotos of sections of zircon crystals from quartzite of Lativka horizon. Sites of crystals, in which uranium-lead isotopic system was studied, are marked by numbers near to them (41—65). The numbers correspond to numbers in Table. Scanning microscope REM-106 I, mode BSE, analyst A.O. Bilous

Слід констатувати, що для визначення співвідношення між метаосадовими утвореннями латівського горизонту та породами фундаменту потрібний новий фактичний матеріал. Досі, нажаль, достовірно не встановлено, з гранітоїдами якого типу контактує новокриворізька світа як базальне геологічне утворення криворізької серії, що паралелізується з сурською світою конкської серії — з дніпропетровським чи сурським (в цьому районі наразі поки що саксаганським) комплексами. Наявні суперечливі свідчення з цього приводу — це переважно усні повідомлення, не підкріплені жодними доказами опублікованого (монографії, статті) або архівного (виробничі та тематичні звіти) характеру. Чинне наповнен-

ня саксаганського комплексу різними інтрудивними плагіогранітоїдами, мігматитами та плагіограніто-гнейсами є геологічним нонсенсом і потребує вичленування різних за геоісторичним положенням гранітоїдних утворень у відповідні вже виділені комплекси. Наслідком такого переміщення компонентів комплексу до належних наявних підрозділів буде, скоріше за все, ліквідація саксаганського комплексу як утворення, що об'єднує зараз гранітоїди різних тектономагматичних циклів.

2. Чим є латівський горизонт?

Потрібно чітко визначити, що собою являє латівський горизонт як геологічне тіло, наскільки він є однорідним та просторово виокремленим метаосадовим утворенням в основі роз-

**Результати уран-свинцевого ізотопного датування кластогенних ядер
у цирконах із кварциту латівського горизонту, пр. Кр-1**

The results of uranium-lead isotopic dating of clastogenic cores of zircon from quartzites of Lativka horizon, sample Kр-1

Номер аналізу	Вміст, ppm			Ізотопні співвідношення						Вік, млн рр.						Дискор- дан- тність, %
				вимірювані			розраховані									
	U	Th	Pb	Th/U	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ		
41	239	205	165	0,86	0,000001	18,417	0,5720	0,2335	2916	33	3012	18	3076	18	5	
42	130	84	91	0,65	0,000048	19,904	0,5798	0,2490	2948	33	3087	18	3178	18	8	
43	140	100	105	0,71	0,000240	20,938	0,6176	0,2459	3101	35	3136	18	3158	18	2	
46	12	9	9	0,74	0,000429	17,914	0,5708	0,2276	2911	35	2985	19	3035	21	4	
47	156	764	96	4,89	0,000733	16,003	0,4908	0,2365	2574	30	2877	18	3096	18	20	
48	56	39	44	0,70	0,001068	19,864	0,6477	0,2224	3219	36	3085	18	2998	19	-7	
50	45	43	36	0,95	0,000939	21,765	0,6360	0,2482	3173	36	3173	18	3173	19	0	
52	92	37	69	0,41	0,000072	21,049	0,6266	0,2436	3136	58	3141	26	3144	21	0	
53	93	41	67	0,44	0,000088	19,617	0,6037	0,2357	3045	57	3073	26	3091	21	2	
56	66	76	49	1,16	0,000946	19,242	0,6030	0,2314	3042	57	3054	26	3062	21	1	
58	209	88	147	0,42	0,000092	19,290	0,6005	0,2330	3032	57	3056	26	3073	21	1	
59	86	18	61	0,21	0,000427	20,146	0,6249	0,2338	3130	58	3098	26	3078	21	-2	
60	68	39	55	0,58	0,001256	21,356	0,6580	0,2354	3259	60	3155	26	3089	21	-5	
61	97	46	71	0,47	0,000223	20,994	0,6216	0,2450	3116	42	3138	27	3152	35	1	
62	80	77	46	0,96	0,002072	16,594	0,4710	0,2555	2488	35	2912	27	3219	35	29	
63	91	35	66	0,38	0,000378	21,485	0,6279	0,2482	3141	42	3161	27	3173	35	1	
64	61	28	45	0,47	0,000821	21,408	0,6176	0,2514	3100	42	3157	27	3194	35	3	
65	29	22	21	0,76	0,000008	18,624	0,5840	0,2313	2965	41	3023	27	3061	35	3	

різу новокриворізької світи. Що це — її окремий кварцито-метапісковиковий базальний розріз чи його комбінація з ділянками розрізу, де поєднуються вищезгадані монотонні кварцито-метапісковикові шари і зони максимальної концентрації прошарків метаосадових утворень у нижній (метабазитовій) частині новокриворізької світи. Тобто в своїй нижній частині вона, скоріше за все, є складним літофаціальним комплексом безперервних заміщень метавулканітів, метапісковиків (металевролітів) і слюдистих кварцитів.

3. Чи є новокриворізька світа віковим та речовинним аналогом сурської світи, якщо врахувати відомі розбіжності в організації внутрішньої будови їх розрізів?

Наявна сума фактів (як це не дивно) не виключає, на перший погляд, вражаюче неприйнятного варіанту, коли новокриворізька і сурська світи можуть бути різновіковими утвореннями, хоча самі автори цієї статті вважають це найбільш нереальним. Однак не треба забувати, що до сих пір ніким, нажаль, фактологічно не доведено*, що якщо сурську світу

однозначно інтрудують плагіогранітоїди сурського комплексу, то інtrузію "новокриворізьких" метабазитів (а ще краще — власне "латівських" кварцитів) саксаганські плагіогранітоїди (які є, як зараз достовірно встановлено [17], речовинними та віковими аналогами сурських). Не доведеним залишається також і факт налягання кварцитів на "саксаганські" плагіогранітоїди. Ще одним напрочуд "свіжим" варіантом пояснення наявних фактів може бути визнання того, що у розрізі Криворізької структури існують як метабазити — аналоги сурської світи, так і різноманітні молодші метабазитові утворення новокриворізької світи, що підстеляється латівським горизонтом у будь-якому з імовірних його "форматів" та трансгресивно перекриває саксаганські плагіогранітоїди. Наразі жоден з озвучених варіантів не доведений конкретними фактичними даними, а без однозначного вирішення цих питань неможливі будь-які дискусії з природою стратиграфічного та формацийного статусу розрізів новокриворізької світи.

Втім нами дещо в цьому напрямі вже зроблено. Наприклад, отримані значення радіологічного віку одного з основних різновидів саксаганського комплексу [17] — біотитових

* У опублікованій з цього приводу літературі є слова, але відсутні факти.

тоналітів — $3067,4 \pm 8,1$ млн рр. Однак не треба забувати, що в даному випадку датований лише один з петротипів цього комплексу і загальний розкид значень віку з урахуванням віку представників більш молодих фаз може розширитися до найменших значень діапазону віку ядер кластогенного циркону з "латівських" кварцитів (2998–3219 млн рр.). Вважаємо, що ми визначили лише середину діапазону і реальний вік саксаганських плагіогранітoidів становитиме віковий діапазон, близький до віку сурського комплексу. При цьому треба нагадати, що останній формується зі значень віку абісальних тоналітів II фази сурського комплексу (2972 ± 11 млн рр. [3]) та лавових, субвуликанічних і гіпабісальних магматитів (3170–2950 млн рр. [1]).

Осадове походження латівського горизонту додатково підтверджують і отримані нами відомості щодо окатаності зерен більшості груп цирконів, скоріше за все, з різних джерел. Ще одним свідченням справедливості визнання осадового походження слюстих кварцитів є їхній стабільний просторовий парагенез з кварцитами, яким властивий різний розмір кварцового уламкового матеріалу, а також з прошарками кварц-серіцитових сланців по метапісковиках (метаалевролітах) з бластопсамітовими структурами.

Що ж до отриманих нами результатів датування кварцитів латівського горизонту, можна стверджувати, що це теригенні утворення, сформовані понад 3000 млн рр. тому. У них серед кластогенних цирконів присутні лише кристали, утворені у віковому інтервалі 3,0–3,2 млрд рр. (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), що відповідає часу формування порід граніт-зеленокам'яної асоціації (сурська світа конкської серії) і граніт-гнейсових утворень (аульська серія разом з алохтонними плагіогранітoidами сурського комплексу та параавтохтонними гранітoidними анатектитами дніпропетровського комплексу) їх обрамлення Середнього Придніпров'я, та відсутні циркони з ядрами, молодшими за 3,0 млрд рр.

Викладене дозволяє припустити, що з ано-рогенних гранітoidів токівського, демуринського та мокромосковського комплексів до метаосадків латівського горизонту не надходив кластогенний матеріал. Цьому можуть бути дві причини: вказані породи на той час не були виведені на денну поверхню або вони ще не були сформовані.

1. Артеменко Г.В. Геохронологія Середньопридніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей : Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — К., 1998. — 31 с.
2. Артеменко Г.В. Использование Sm-Nd изотопного метода в геохронологии и петрологии // Минерал. журн. — 2000. — № 2/3. — С. 111–117.
3. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Скобелев В.М. та ін. Геологія та радіологічний вік тоналітів Сурського масиву (Середнє Придніпров'я) // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2008. — № 3. — С. 17–32.
4. Бутырин В.К., Жук В.П., Паранько И.С., Трощенко В.М. О стратиграфическом расчленении и палеогеографии низов разреза криворожской серии // Сов. геология. — 1992. — № 3. — С. 50–56.
5. Державна геологічна карта України. Аркуші : М-36-XXXIV (Жовті Води) та L-36-IV (Кривий Ріг) : поясн. зап. / Укл. В.В. Захаров, А.В. Мартинюк, Ю.М. Токар. — 1 : 200000. — К. : Геоінформ, 2002. — 101 с.
6. Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А. Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1972. — № 5. — С. 126–137.
7. Карта геологических формаций докембрия Українського щита : объясн. зап. — 1 : 500 000. — Київ : ЦТЭ, 1991. — 116 с.
8. Колій В.Д., Малюк Б.І., Паранько И.С. Петрохимическое сопоставление метавулканитов криворожской и конкско-верховцевской серий // Сов. геология. — 1991. — № 11. — С. 65–70.
9. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита : поясн. зап. / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. — К. : УкрДГРІ, 2004. — 30 с.
10. Кулиш Е.А., Покалюк В.В. Стратиграфия и литология докембрийских метавулканитов новокриворожской свиты Криворожского железорудного бассейна / НАН України. Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования. — Препр. — Київ, 1993. — 65 с.
11. Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Яценко В.Г., Великанова О.Ю. Вулканізм і седиментогенез зеленокаменного етапа раннедокембрійської історії Кривбасса. — Київ : Салютис, 2008. — 146 с.
12. Малюк Б.І., Паранько И.С. Застосування нетрадиційних методів геологічних досліджень для кореляції метавулканогенно-осадових відкладів (на прикладі кореляції метавулканітів Криворізької структури і Середнього Придніпров'я) // Геол. журн. — 1992. — № 3. — С. 127–137.
13. Паранько И.С. Формационная принадлежность конгломератов Українського щита и некоторые вопросы их металлоносности : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Львов, 1987.
14. Паранько И.С. Ряди стратифікованих формаций і формацийні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита : Автореф. дис. ... д-ра геол.-мінерал. наук. — Львів, 1997.
15. Паранько И.С., Стеценко В.В., Бутирін В.К., Козар М.А. Путівник геологічних екскурсій IV наук.-

- вироб. наради геологів-зйомщиків України (Дніпропетровськ, 8–12 жовт. 2007). — Дніпропетровськ, 2007. — 62 с.
16. Покалюк В.В., Кулиш Е.А. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна / Ин-т геохимии окруж. среды НАН и МЧС Украины. — Киев, 2004. — 245 с.
17. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Захаров В.В. та ін. Час формування гранітоїдів саксаганського комплексу // Мінер. ресурси України. — 2010. — № 1. — С. 21–26.
18. Стратиграфические разрезы Украинского щита / Н.П. Щербак, К.Е. Есипчук, Б.З. Берзенин и др. — Киев : Наук. думка, 1985. — 168 с.
19. Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины / Отв. ред. Д. Володин. — Киев, 1993.
20. Bobrov O.B., Gurskiy D.S., Krasnozhan M.D. et al. Main types of rock complexes and mineral deposits in the Ukrainian Shield. Geological excursion guidebook. — Kyiv : Geographika, 2002. — 166 p.
21. Bobrov O.B., Malyuk B.I., Goshovskiy S.V. et al. Geology, radiological age and metallogeny of greenstone complexes in the Ukrainian Shield : 33rd Intern. Geol. Congr. : Geol. Excursion No 52 (July 31 – Aug. 6, 2008). — Lviv, 2008. — 71 p.

Надійшла 03.12.2010

А.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, І.С. Паранько,
А.Н. Пономаренко, Л.В. Шумлянський, Б.Дьюйм

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ЦИРКОНА
ИЗ "ЛАТОВСКОГО" ГОРИЗОНТА
КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА

С использованием методов оптической и электронной микроскопии изучена морфология и анатомия кристаллов циркона из кварцитов "латовского" горизонта Криворожья. Установлено, что цирконы представлены несколькими типами кристаллов, в разной степени закругленных в результате механической абразии и в разной степени регенерированных в ходе проявления процессов структурно-метаморфического превращения первичных песчаников. С помощью метода масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы с лазерной аблацией изучены уран-свинцовые изотопные системы кристаллов кластогенного циркона. Установлено, что среди кластогенных цирконов присутствуют лишь кристаллы, сформированные в возрастном интервале 3,0–3,2 млрд лет (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что отвечает времени формирования пород гранит-зеленоаменой ассоциации (конская серия и гранитоиды сурского комплекса) и гранит-гнейсового комплекса (аульская серия и гранитоиды днепропетровского комплекса) их обрамления Среднего Приднепровья, и отсутствуют цирконы с ядрами моложе 3,0 млрд лет. Это позволяет допустить, что аноноген-

ные гранитоиды токовского, демуринского и мокромосковского комплексов не были источником кластогенного материала для метаосадков "латовского" горизонта из-за того, что не были в то время выведены на дневную поверхность либо вообще еще не были сформированы.

O.B. Bobrov, L.M. Stepanyuk, I.S. Paranko,
O.N. Ponomarenko, L.V. Shumlyansky, B. Dhuime

GENESIS AND AGE OF ZIRCON
FROM "LATIVKA" HORIZON OF KRYVYI
RIG SERIES OF THE UKRAINIAN SHIELD

The article discusses section of Kryvyi Rig structure, in particular the most bottom part of this section represented by Novokryvorizk suite and in which way so-called "Lativka" (basal) horizon of this suite corresponds to granitoids of framing and what is the correct radiological age for these formations.

On the basis of the analysis of sections from different parts of the Kryvyi Rig structure the conclusion is made that spatially individualized essentially metasedimentary section of "Lativka" horizon does not exist in nature. The "Lativka" horizon as purely quartzite variety is outlined only at some localities, one of which is outcrop on the right coast of river Ingulets', between villages Starodobrovil's'k and Novolativka. These outcrops became reference ones for studying and dating the age of rocks which are included into its composition. At the dominant part of its lateral distribution "Lativka" horizon is represented by packs of close interlayering between metabasites and various metasedimentary rocks such as mica quartzites, quartzite-sandstones. And only in some separate intersections monotonous parts of the section represented by quartzites and associated metasedimentary formations are observed.

Morphology and anatomy of zircon crystals separated from "Lativka" horizon of Kryvyi Rig area were investigated by means of optical and electron microscopy. It is revealed that zircons belong to several types of crystals that differ in the extent of mechanical abrasion and of regeneration due to the processes of structural-metamorphic transformation of primary sandstone's. By means of ICP-MS with laser ablation the U-Pb isotopic system of clastic zircon grains was investigated. It was established that crystals formed within 3.2–3.0 Ga age interval (by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio) are only present among clastic zircons. This interval corresponds to the time of formation of granite-greenstone associations (Konka Series and granitoids of Sura complex) and granite-gneiss complex (Aulksa Series and granitoids of Dnipropetrovsk complex) of the frame of Middle Dnieper area. Zircons with cores younger than 3.0 Ga are absent. This allowed us to suppose that anorogenic granitoids of Tokivsky, Demurinsky and Mokromoskovsky complexes were not among sources of clastic material for metasediments of "Lativka" horizon either because of the fact that these rocks were not outcropped at the surface at that time or these rocks were not formed at the time of sedimentation yet.

УДК 549.514.81:552.323.6

С.Н. Щимбал¹, А.А. Кременецкий², В.Б. Соболев³, Ю.С. Щимбал¹

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: tsymbal@igmof.gov.ua

² Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН
г. Москва, Россия, ул. Вересаева, 15

³ Технический центр НАН Украины
г. Киев, Украина, ул. Покровская, 13

МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ НОВОЛАСПИНСКИХ ТРУБКИ И ДАЙКИ (ЮГО-ВОСТОК УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Кимберлиты представлены слюдистой разновидностью диатремовой и гипабиссальной фаций. По геологическим данным возраст их среднедевонский. В них обнаружены и изучены циркон, бадделеит, цирконолит и кальциртит. Установлено, что эти минералы кристаллизовались из кимберлитового расплава на разных этапах его эволюции: циркон — на протомагматическом, бадделеит, цирконолит и кальциртит — на позднемагматическом. Циркон по составу близок к цирконам кимберлитового типа из других регионов. Для него характерно низкое содержание U, Th и РЭ, $HfO_2 = 1,2 - 1,8 \%$, $\epsilon Hf = 8 - 10$. Изотопный возраст индивидуальных зерен циркона варьирует от 469 ± 25 до 382 ± 33 млн лет. Исходя из этого сделан вывод, что формирование протокимберлитового расплава и сингенетического ему циркона началось в позднем ордовике, а внедрение в земную кору произошло в среднем девоне. На макрофенокристах циркона развиты реакционные каймы, сложенные микрокристаллами бадделеита (преобладают), промежутки между которыми выполнены продуктами изменения оливин, диопсидом и, в небольших количествах, сфером, фторапатитом и кальцитом. Приведен состав этих минералов. Температура образования диопсида составляет от 850 до 750 °C. В основной массе кимберлитов выявлены микрокристаллы бадделеита, цирконолита и кальциртита. Они образовались при взаимодействии остаточного кимберлитового расплава-флюида с ранее выделившимися цирконийсодержащими перовскитом, титаномагнетитом и сфером и за счет высвободившегося из них циркона. Бадделеит из основной массы отличается от бадделеита из реакционных кайм на макрофенокристах циркона несколько более высоким содержанием ZrO_2 , FeO и CaO, более низким — HfO_2 , TiO_2 , РЭ, отсутствием зависимости между FeO и TiO_2 , большим значением Zr/Hf. Приведены результаты микрозондового анализа бадделеита, цирконолита и кальциртита.

Введение. Во многих кимберлитовых телах из разных провинций мира известны находки циркона и других циркониевых минералов. Их содержание составляет обычно меньше 1 г/т и только иногда достигает 25–50 г/т [6–8, 20]. Циркон установлен и в ксенолитах некоторых мантийных пород из кимберлитов — пироповых перidotитов, ильменит-амфиболовых пироксенитов, рутил-ильменитовых эклоги-

тов, рутил-флогопитовых пород [2, 3, 7, 18]. Его включения найдены и в алмазах [19]. В то же время сами цирконы иногда содержат включения минералов мантийных парагенезисов — оливина, хромдиопсида, хромшпинелидов, пикроильменита, флогопита.

В отношении происхождения циркона, обнаруженного в кимберлитах, нет единой точки зрения. Одни исследователи считают его ксеногенным минералом, попавшим в кимберлит в результате дезинтеграции цирконсодержащих мантийных и коровых пород. Другие допускают возможность образования циркона и циркониевых минералов непосредственно

В качестве исключения статья опубликована в объеме, превышающем редакционные требования.

© С.Н. Щимбал, А.А. Кременецкий,
В.Б. Соболев, Ю.С. Щимбал, 2011

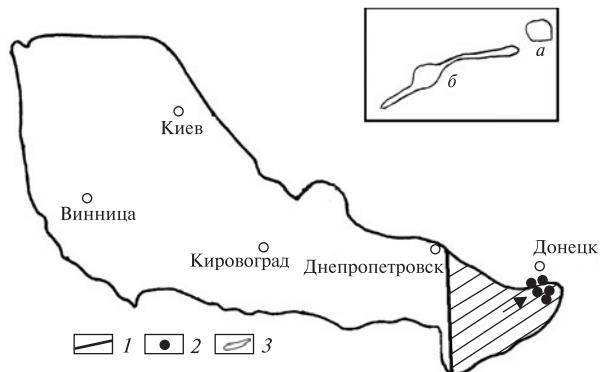


Рис. 1. Схема расположения Новоласпинских кимберлитовой трубы и дайки: 1 — контур Украинского щита и его Приазовского мегаблока (косая штриховка); 2 — положение кимберлитовых тел, в том числе Новоласпинских трубки и дайки (показано стрелкой); 3 — форма трубки (а) и дайки (б) на дочетвертичном эрозионном срезе (по данным Приазовской геологической экспедиции)

Fig. 1. Scheme of location of Novolaspinsk kimberlite pipe and dike: 1 — the outline of the Ukrainian Shield and its Azov megablock (sloping hatching); 2 — location of kimberlite bodies, including Novolaspinsk pipe and dike (shown by arrow); 3 — the form of Novolaspinsk pipe (a) and dike (b) on trechterine erosion cut (by data of Azov geological expedition)

из кимберлитового расплава на разных этапах его эволюции. В этой связи любые новые данные о цирконе и циркониевых минералах из кимберлитов представляют большой интерес для специалистов в области минералогии, петрологии и геохимии верхней мантии.

В последние годы цирконы кимберлитового типа [13], а затем бадделеит, цирконолит, кальциртит [23] были идентифицированы в кимберлитах Новоласпинской трубы и со-пряженной с ней дайки, расположенных в восточной части Приазовского мегаблока Украинского щита (рис. 1).

На дочетвертичном эрозионном срезе трубы имеет форму эллипса размером 100 × 40 м. Она изучена по результатам бурения до глубины более 100 м. Дайка мощностью от 5 до 10 м прослежена на юго-запад от трубы почти на 300 м и разбурена до глубины 75 м. Вмещающими породами для них служат граниты, граносиениты и сиениты хлебодаровского комплекса палеопротерозоя.

Кимберлиты представлены слюдяной (флогопитовой) разновидностью диатремовой и гипабиссальной фаций. Возраст их — конец среднего девона. Эруптивные брекчики ким-

берлитов развиты обычно в краевых частях трубы, массивные порфировые кимберлиты — в центральных частях трубы и в дайке. Вблизи поверхности кимберлиты сильно изменены гипергенными процессами, что значительно усложняет их исследование.

Кимберлиты обоих типов гетерогенны по составу. В них обломки мантийных и коровых пород, а также их минералов сцементированы продуктами кристаллизации собственно кимберлитового расплава, слагающими так называемый матрикс или основную массу.

Среди мантийных ксенолитов, согласно минералого-петрографическим данным, преобладают пироповые дуниты и гарцбургиты, пироп-хромшпинелевые лерцолиты и пикроильменит-флогопитовые перидотиты, а среди ксенокристов — пикроильменит, хромит и алюмохромит, пироп, хромдиопсид, флогопит и оливин, почти полностью замещенный серпентином или монтмориллонитом. Многие ксенокристы и ксенолиты глубинных пород имеют реакционные контакты с кимберлитом — цементом.

Матрикс кимберлитов состоит в основном из оливина, флогопита и кальцита, соотношение между которыми существенно варьирует даже на небольших участках. Вместе с ними в состав матрикса входят в разных количествах Mg- и Mn-ильменит, первовскит, сфен, рутил, титаномагнетит, апатит, сульфиды, а также бадделеит, кальциртит, цирконолит, редкоземельно-титановый оксид и др.

С помощью микрозондового анализа установлена повышенная концентрация ZrO_2 в первовските (0,23—0,57 %), сфене (0,18—0,81), рутиле (0,3—0,7), редкоземельно-титановом оксида (0,1—0,45, иногда до 1,3 %). Кроме того, Zr — характерная примесь ксенокристовых минералов глубинных парагенезисов, постоянно встречающихся в кимберлитах Приазовья. По данным [9—12], его содержание в пиропах из трубы Южная составляет, г/т: 24—153, в пикроильменитах — 349—930 и больше, в хромдиопсиде — 10—80, иногда до 117, в хромшпинелидах — 1,9—7,8. Близкие значения концентрации Zr определены в одноименных минералах из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, а в продуктах обогащения этих кимберлитов найдены сравнительно крупные (до 2—3 мм) цирконы с реакционными каймами, сложенными в том числе и бадделеитом.

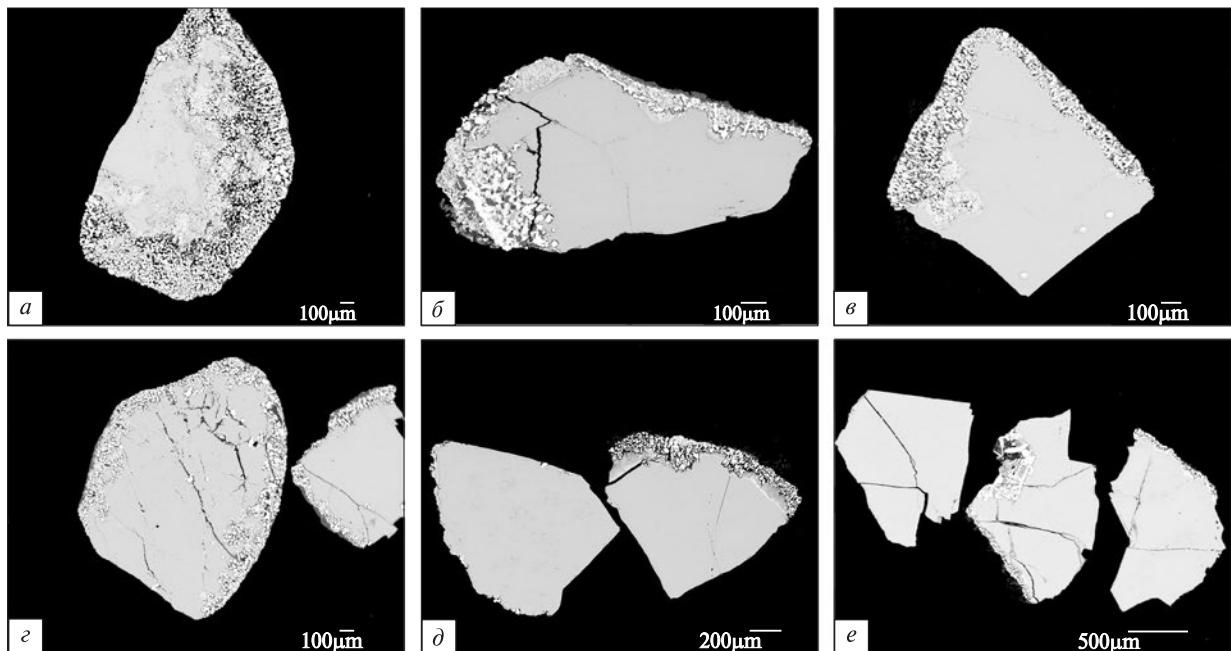


Рис. 2. Полированные срезы макрокристаллов циркона с реакционными каймами и "залеченными" трещинами: а—г — трубка Новоласпинская; д, е — дайка Новоласпинская. Здесь и далее изображение минералов в отраженных электронах на микрозонде JXA-8200

Fig. 2. Polished sections of macrocrystals of zircon with reactionary rims and sealed cracks: a—g — Novolaspinsk pipe; d, e — Novolaspinsk dike. Here and further presentation of minerals in reflected electrons on microprobe JXA-8200

Анализ валовых проб кимберлитов, изученных с помощью *ICP MS*, показал, что в трубке содержание Zr колеблется от 392 до 580 г/т, в дайке — от 425 до 494. Это на порядок больше содержания циркона в кимберлитах. Отсюда напрашивается вывод, что главными концентриаторами Zr в кимберлитах служат другие его минеральные формы.

Аналитические методы. Обнаружение циркона в концентратах обогащения кимберлитов проводили путем просмотра под бинокулярным микроскопом тяжелой неэлектромагнитной субфракции с плотностью $>4 \text{ г}/\text{см}^3$. Цирконы кимберлитового типа представляют собой обломки неправильной формы с характерными реакционными каймами желтовато- и серовато-белого цвета. Поиск циркониевых минералов в основной массе кимберлитов осуществляли в аншлифах кимберлитов после напыления их углеродом. Для этой цели использовали электронно-зондовый прибор *JXA-8200* фирмы *Jeol* (Япония), имеющийся в Техническом центре НАН Украины. На нем же определяли состав циркониевых и других минералов. Условия анализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока зонда 10 нА, диаметр зонда 1—5 мк, время накопления сигна-

ла — 20—30 с. Эталоном служили химически чистые оксиды металлов, синтетические материалы и отдельные природные минералы.

U-Pb датирование цирконов проведено с помощью *SHRIMP II* в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, Россия). Зерна циркона, помещенные в эпоксидную смолу, были отшлифованы и хорошо отполированы. Точки для анализа выбраны с учетом внутреннего строения зерен и особенностей их катодолюминесценции. Интенсивность пучка отрицательно заряженных ионов кислорода 4 нА, диаметр кратера — 25 мк. Содержание U, Th и ^{206}Pb , состав, содержание РЭЭ и отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ определяли с помощью *LA ICP-MS*. Для обработки результатов изотопных исследований использованы программы *SQUID* и *ISOPLOT/EX*. U/Pb отношения нормализованы на величину 0,668, которая соответствует возрасту циркона стандарта *TEMORA* — 416,75 млн лет.

Результаты исследований. Циркон обнаружен в продуктах обогащения кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки. Он представлен светло-розовыми и почти бесцветными зернами неправильной формы размером до 2—3 мм.

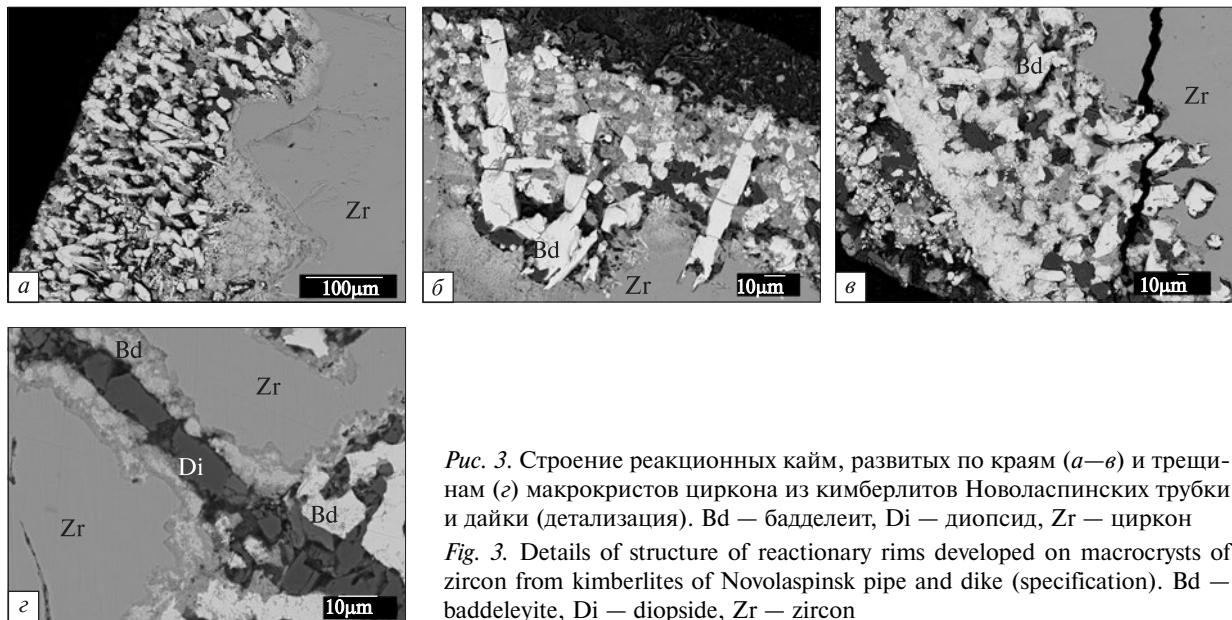


Рис. 3. Строение реакционных кайм, развитых по краям (а–в) и трещинам (г) макрокристаллов циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки (детализация). Bd — бадделеит, Di — диопсид, Zr — циркон

Fig. 3. Details of structure of reactionary rims developed on macrocrysts of zircon from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike (specification). Bd — baddeleyite, Di — diopside, Zr — zircon

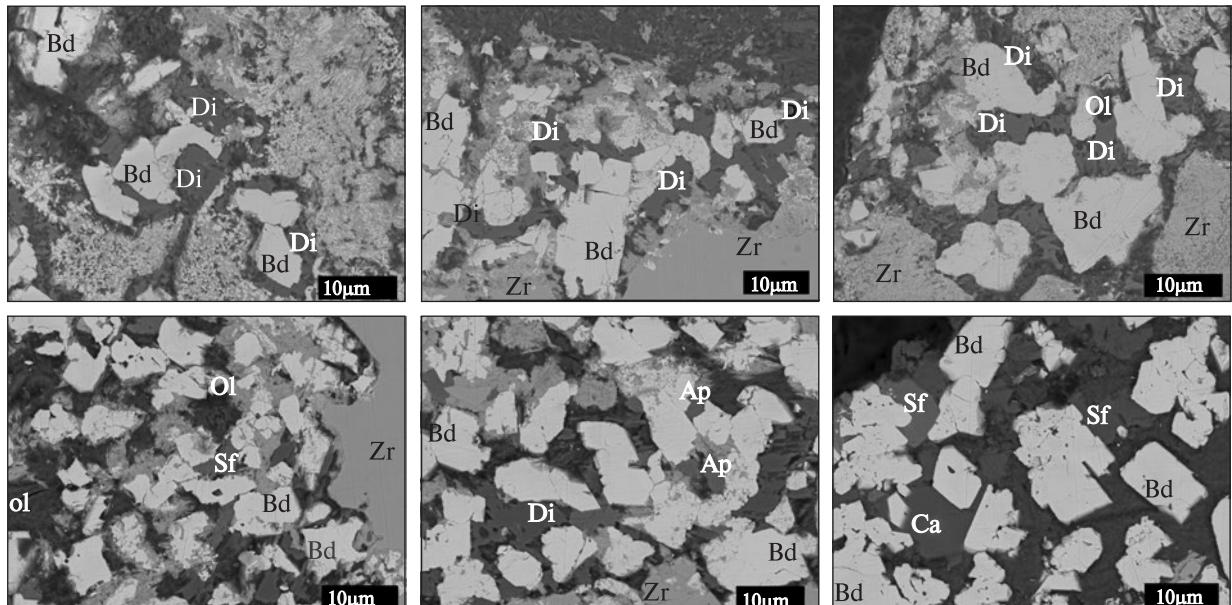


Рис. 4. Распространение и морфология зерен диопсида, сфена, апатита и кальцита в реакционных каймах на цирконах из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки. Ap — апатит, Bd — бадделеит, Ca — кальцит, Di — диопсид, Ol — оливин, Sf — сфен, Zr — циркон

Fig. 4. Distribution and morphology of the grains of diopside, sphene, apatite and calcite in reactionary rims on zircons from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike. Ap — apatite, Bd — baddeleyite, Ca — calcite, Di — diopside, Ol — olivine, Sf — sphene, Zr — zircon

На большинстве их имеются реакционные каймы серовато-желтого и светло-серого цвета (рис. 2–4). Толщина кайм на разных и даже одних и тех же зернах значительно изменяется. Иногда каймы составляют более половины объема зерен. Границы их с цирконом-матрицей неровные, часто сильно извилистые и глубоко проникающие по трещинам.

Трещины преимущественно прямолинейные, разнонаправленные и разные по ширине. В большинстве своем они тонкие и делят зерна циркона на два-три разновеликих блока. Сравнительно широкие трещины встречаются редко и, как правило, выполнены ("заличены") диопсидом, иногда диопсидом с кальцитом и бадделеитом, по составу идентичным

таковым из реакционных кайм, развитых на зернах циркона. Причем отдельные блоки этих зерен не смещены относительно друг друга. Судя по особенностям трещин, они возникли в результате растрескивания зерен циркона под влиянием высокотемпературного и химически агрессивного кимберлитового расплава, обогащенного калием, фтором и карбонатной составляющей. Зерна циркона находились в неравновесном состоянии с этим расплавом-флюидом, о чем свидетельствует наличие на них реакционных кайм сложного строения и состава. В большинстве случаев зерна циркона вблизи трещин изменены слабо. Некоторые трещины разрывают уже сформированные реакционные каймы и выполнены кальцитом. Образование их происходило, видимо, на заключительном этапе становления кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки.

Состав макрокристаллов циркона близок к теоретическому (табл. 1). По данным микрозондового анализа, содержание основных компонентов в нем таково, %: ZrO_2 — 64,7–66,3; SiO_2 — 32,0–32,7; HfO_2 — 1,2–1,8. Отношение $Zr/Hf = 31$ –46. Для сравнения укажем, что величина этого отношения в цирконах из кимберлитов Якутии варьирует от 33 до 51 [6]. В некоторых цирконах есть незначительные примеси FeO (до 0,08 %), TiO_2 (до 0,05) и CaO (до 0,03). Для изученных цирконов характерно низкое содержание Y_2O_3 (до 0,07 %), U (4–60 г/т), Th (1–42) и РЗЭ (11,3–37,5 г/т). Между Th и U существует отчетливая положительная зависимость (рис. 5). Отношение Th/U изменяется от 0,25 до 0,70, в среднем 0,40 по 21 определению. Наибольшая концентрация Th и U наблюдалась в тех частях зерен цирко-

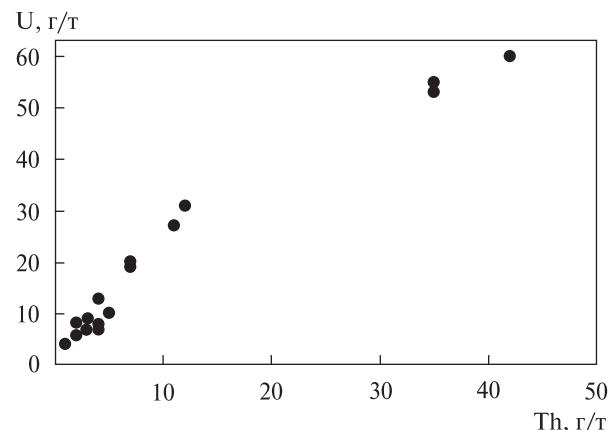


Рис. 5. Диаграмма U-Th для цирконов из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки

Fig. 5. U-Th diagram for zircons from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike

на, которые расположены вблизи реакционных кайм и, видимо, испытали более сильное влияние кимберлитового расплава-флюида, чем их центральные части.

Как видно из табл. 2, среди РЗЭ преобладают тяжелые лантаноиды ($Dy = 2,1$ –6,9 г/т; $Er = 2,2$ –8,1; $Yb = 3,6$ –12,6), а среди легких лантаноидов — Ce (0,6–1,5) и Sm (0,28–0,83 г/т). На спектрах нормированного по хондриту распределения РЗЭ хорошо проявлены положительная аномалия Ce , свойственная цирконам из глубинных парагенезисов, и очень слабо выражена положительная аномалия Eu (рис. 6). Наличие аномалий, обусловленной Ce^{4+} , Е.А. Белоусова и др. [15] рассматривают как показатель образования циркона в среде с низкой фугитивностью кислорода.

Измеренные отношения изотопов $^{176}Hf/^{177}Hf$ в макрокристаллах циркона из кимберлитов Но-

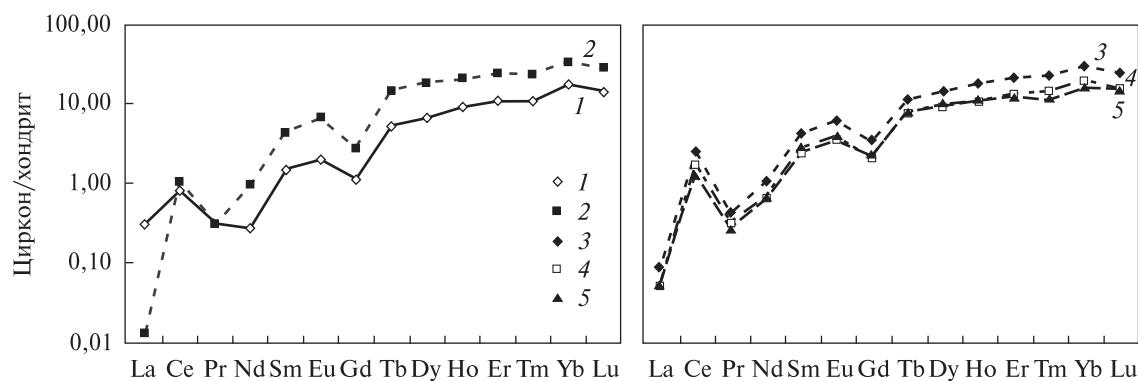


Рис. 6. Спектры нормированного по хондриту распределения РЗЭ в цирконах из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки. Номера спектров соответствуют номерам анализов из табл. 2

Fig. 6. REE distribution patterns normalized on chondrite in zircons from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike. Numbers of pattern corresponds to number of analyses from Table 2

воласпинских трубки и дайки изменяются, соответственно, в пределах 0,282704—0,282799 и 0,282737—0,282767 (табл. 3). ϵHf варьирует от +8,0 до +10,1. Близость величин изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в разных индивидуальных зернах циркона из изученных трубки и дайки позволяет предполагать, что они являются не ксено-, а фенокристами и образовались из общего протокимберлитового расплава. Судя по величине ϵHf и низкому содержанию U, Th, Y и РЗЭ в цирконах, этот расплав сформировался в результате частичного плавления значительно деплетированных пород верхней мантии.

U-Pb изотопный возраст цирконов определен по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, измеренному с помощью ионного микрозонда *SHRIMP II*. Датировано пять зерен циркона из кимберлитовой трубки Новоласпинская (скв. 293/16, гл. 74,0—87,0 м — 10 определений) и пять зе-

рен циркона из одноименной дайки (скв. 396/9, гл. 29,0—54,5 м — 11 определений). Как видно из табл. 4 и рис. 7, возраст циркона колебается от 382 ± 33 до 469 ± 25 млн лет. Привлекает внимание то, что из 21 определения только одно дало значение 382 ± 33 млн лет, все остальные — больше 406 млн лет. Более древний возраст имеют преимущественно центральные части зерен циркона, более молодой — краевые, расположенные ближе к реакционным каймам и, как правило, более обогащенные U, Th и радиогенным Pb. Погдавляющая часть полученных возрастных дат цирконов имеет конкордантные значения.

Следует особо подчеркнуть, что почти все макрокристы циркона из Новоласпинских трубки и дайки значительно древнее геологического возраста содержащих их кимберлитов. По Rb-Sr изохронным данным возраст последних составляет $382,3 \pm 3,8$ млн лет [14].

Таблица 1. Химический состав макрокристых цирконов из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, %

Table 1. Chemical composition of zircon macrocrysts from kimberlites of Novolasinsk pipe and dike, %

Зерно	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	HfO_2	Y_2O_3	ThO_2	Ta_2O_5	FeO	CaO	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3
<i>Трубка Новоласпинская, скв. 293/16, гл. 74,0—87,0 м</i>														
1ц	32,36	0,00	65,31	1,64	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,16	0,00	0,10	0,05	0,00
2ц	32,35	0,04	65,66	1,41	0,00	0,01	0,13	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
3ц	32,24	0,00	65,68	1,45	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00
4ц	32,32	0,05	65,61	1,54	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,06	0,03
4к	32,40	0,04	66,32	1,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
5ц	32,25	0,00	65,94	1,28	0,01	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
5к	32,35	0,00	65,19	1,40	0,00	0,00	0,24	0,00	0,03	0,07	0,00	0,01	0,07	0,00
6ц	32,74	0,01	65,14	1,48	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07
7ц	32,62	0,01	65,33	1,36	0,02	0,00	0,19	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00
8ц	31,96	0,00	65,64	1,84	0,01	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
9ц	32,03	0,02	65,69	1,49	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,10
10ц	32,38	0,00	66,07	1,55	0,03	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00
11ц	32,09	0,00	65,86	1,50	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,01
11к	32,55	0,00	65,73	1,34	0,05	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,11	0,00	0,05	0,00
<i>Дайка Новоласпинская, скв. 396/9, гл. 29,0—54,5 м</i>														
1ц	31,95	0,02	66,21	1,44	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
2ц	32,72	0,00	65,30	1,67	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,07	0,02
4ц	32,64	0,00	65,63	1,42	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
5ц	32,32	0,00	65,40	1,50	0,00	0,00	0,18	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,08	0,04
6ц	32,56	0,00	65,57	1,70	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02
7ц	32,70	0,00	65,44	1,44	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00
8ц	32,63	0,02	65,35	1,72	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00
9ц	32,36	0,00	64,72	1,65	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
10ц	32,28	0,00	64,98	1,47	0,02	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,13	0,04	0,00
12ц	32,31	0,00	65,59	1,26	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,03	0,00	0,00
14ц	32,33	0,03	66,10	1,65	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,09	0,05	0,00	0,00

П р и м е ч а н и е. ц — центр, к — край зерна.

Большинство возрастных датировок циркона отражают не время внедрения кимберлитов, а время формирования и эволюции протокимберлитового расплава и сингенетичного ему циркона.

В одном из макрокристов флогопита размером до 1 см, имеющего K-Ag возраст 598 ± 6 млн лет, нами обнаружено около 20 макрокристаллов циркона, окруженных плеохроичными двориками. К сожалению, они пока не датированы U-Pb методом. Тем не менее их наличие свидетельствует о том, что протокимберлитовый расплав уже изначально содержал цирконий, необходимый для образования циркониевых и цирконийсодержащих минералов, в большом количестве.

Таким образом, можно утверждать, что изученные макрокристы циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки не являются ксеногенным минералом. Приведенные

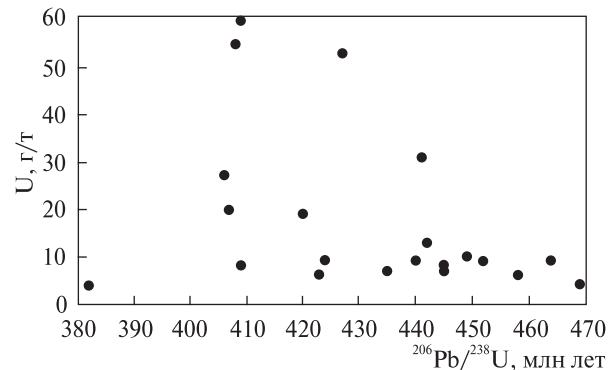


Рис. 7. Зависимость значений U-Pb возраста циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки от содержания в них U

Fig. 7. Dependence between U-Pb age values of zircons from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike and contents of U in them

Таблица 2. Содержание РЭЭ в макрокристах циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки (1, 2) и дайки (3—5), г/т

Table 2. Content of REE in zircon macrocrysts from kimberlites of Novolaspinsk pipe (1, 2) and dike (3—5), ppm

Элемент	1	2	3	4	5
La	0,093	0,004	0,006	0,003	0,003
Ce	0,660	0,832	1,551	0,971	0,636
Pr	0,038	0,037	0,020	0,014	0,011
Nd	0,162	0,563	0,356	0,199	0,191
Sm	0,287	0,831	0,796	0,377	0,470
Eu	0,143	0,493	0,508	0,241	0,272
Gd	0,288	0,712	0,783	0,413	0,458
Tb	0,243	0,685	0,769	0,452	0,460
Dy	2,103	5,882	6,960	3,929	4,425
Ho	0,646	1,474	2,174	1,089	1,119
Er	2,244	5,051	8,101	4,371	3,789
Tm	0,343	0,765	1,348	0,756	0,523
Yb	3,664	6,992	12,657	7,290	5,527
Lu	0,459	0,919	1,448	0,822	0,750

выше данные позволяют считать их протокимберлитовыми фенокристами, ассоциирующими с макро- и мегакристами пикроильменита, а также с макрокристами оливина и флогопита. По многим особенностям состава изученные цирконы подобны цирконам из кимберлитов других регионов, охарактеризованных в работах И.П. Илупина и И.Т. Козлова [6], Р. Крестен и др. [20], А.А. Краснобаева [7], У. Шерер и др. [22], Е.А. Белоусовой и др. [15] и других исследователей.

Реакционные каймы на макрокристах циркона. Как уже подчеркивалось, на макрокристальных

Eu_2O_3	Dy_2O_3	Gd_2O_3	Er_2O_3	Tb_2O_3	Yb_2O_3	Ho_2O_3	Сумма
0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	99,78
0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,13	99,80
0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	99,69
0,00	0,02	0,00	0,13	0,11	0,00	0,00	99,96
0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,08	0,10	100,43
0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,62
0,00	0,02	0,14	0,15	0,07	0,17	0,01	99,92
0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	99,74
0,04	0,07	0,00	0,03	0,06	0,00	0,04	99,89
0,00	0,05	0,00	0,06	0,03	0,03	0,00	99,75
0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,09	0,05	99,64
0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	100,28
0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,08	0,04	99,80
0,05	0,00	0,02	0,03	0,00	0,15	0,02	100,20
0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	99,74
0,06	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	99,99
0,00	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,08	99,98
0,00	0,08	0,00	0,11	0,00	0,09	0,21	100,06
0,10	0,00	0,10	0,00	0,00	0,16	0,01	100,39
0,00	0,02	0,03	0,00	0,10	0,00	0,16	100,09
0,05	0,00	0,07	0,00	0,07	0,01	0,11	100,18
0,00	0,12	0,00	0,14	0,10	0,00	0,00	99,19
0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,01	0,09	99,27
0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	99,68
0,02	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,04	100,57

цирконах из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки широко развиты реакционные каймы. Выделяются две разные по строению и составу части кайм — внутренняя и внешняя (рис. 2, 3).

Внутренняя часть каймы обычно микрокристаллическая. Состав ее изменяется в широких пределах, но преобладают те же компоненты, что и в цирконе — ZrO_2 , SiO_2 и HfO_2 . Однако соотношение между этими оксидами

Таблица 3. Изотопный состав Hf в макрокристаллах циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки
Table 3. Isotopic composition of Hf in zircon macrocrystals from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike

Объект	Проба циркона	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (измерения)	$\pm 2\sigma$	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (пересчитано на возраст)	εHf	T_{DM} , млн лет
Трубка Новоласпинская	293—16.2	0,282799	0,000028	382 \pm 33	0,282813	9,9	606
	293—16.3	0,282704	0,000049	449 \pm 15	0,282718	8,0	737
Дайка Новоласпинская	396—9.6	0,282767	0,000031	445 \pm 43	0,282781	10,1	725
	396—9.9	0,282748	0,000034	406 \pm 24	0,282762	8,6	676
	396—9.8	0,282737	0,000029	410 \pm 25	0,282751	8,3	692

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского.

Таблица 4. U-Pb возраст цирконов из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, млн лет
Table 4. U-Pb age of zircon from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike, Ma

Номер анализа	U	Th	Th/U	$^{206}\text{Pb}_C$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm, \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm, \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm, \%$	
<i>Новоласпинская трубка</i>																
1	1	4	1	0,25	17,33	0,30	0,35	382 \pm 33	10,61	3,4	0,303	9,5	2,00	75	0,077	20,0
2	2	10	5	0,50	9,42	0,52	0,66	449 \pm 15	12,53	2,4	0,149	7,3	0,74	58	0,072	5,9
3	2	4	1	0,25	13,75	0,31	0,35	469 \pm 25	10,73	3,6	0,22	6,2	1,29	62	0,0798	10,0
4	3	8	2	0,25	22,49	0,30	0,75	445 \pm 23	9,45	2,6	0,311	3,4	1,70	61	0,081	13,0
5	3	9	3	0,33	28,62	0,31	0,96	464 \pm 36	8,14	2,7	0,384	11	2,30	66	0,086	17,0
6	4	19	7	0,37	20,89	0,36	1,40	420 \pm 26	11,57	4,2	0,252	7,4	0,85	84	0,0677	11,0
7	4	13	4	0,31	26,68	0,31	1,20	442 \pm 34	9,47	2,8	0,321	8,9	1,29	76	0,0762	12,0
8	5	53	35	0,66	11,52	0,68	3,52	427 \pm 8	12,95	1	0,1419	6	0,45	57	0,068	3,4
9	5	60	42	0,70	12,61	0,73	3,99	409 \pm 11	12,91	1,2	0,171	6,9	0,65	45	0,0673	4,0
10	5	55	35	0,64	14,7	0,64	3,68	408 \pm 12	12,92	1,5	0,184	10	0,60	63	0,0656	4,9
<i>Новоласпинская дайка</i>																
11	1	6	2	0,33	68,18	0,31	0,73	458 \pm 49	7,20	2,9	0,431	9,5	—	—	0,042	55,0
12	1	9	3	0,33	29,59	0,32	1,03	440 \pm 35	7,91	2,6	0,398	3,2	2,40	50	0,087	15,0
13	2	6	2	0,33	58,45	0,30	0,76	423 \pm 47	6,46	2,6	0,511	4	—	—	0,061	37,0
14	2	9	3	0,33	29,85	0,30	1,02	424 \pm 46	7,53	2,1	0,441	7,5	3,30	36	0,091	13,0
15	2	9	3	0,33	38,47	0,31	1,11	452 \pm 54	7,08	2,7	0,468	8,3	2,60	66	0,084	20,0
16	3	7	3	0,43	44,78	0,44	0,83	445 \pm 43	6,73	2,4	0,482	6,6	1,90	83	0,079	19,0
17	4	8	4	0,50	19,86	0,51	0,59	409 \pm 23	11,18	2,5	0,282	6,7	1,35	62	0,071	12,0
18	4	7	4	0,57	41,78	0,52	0,52	435 \pm 22	11,90	3,3	0,19	5,7	—	—	0,048	25,0
19	5	27	11	0,41	19,05	0,40	1,98	406 \pm 24	11,80	3,8	0,236	6,3	0,83	64	0,068	8,0
20	5	31	12	0,39	11,64	0,42	2,18	441 \pm 9,8	12,24	1,6	0,176	6,9	0,85	42	0,0718	4,6
21	5	20	7	0,35	19,4	0,35	1,44	407 \pm 16	11,81	1,9	0,242	7,8	0,86	55	0,0676	6,3

здесь иное, чем в цирконе. Так, содержание ZrO_2 колеблется от 54,3 до 77,5 %, SiO_2 — от 3,3 до 8,5, HfO_2 — от 1,2 до 2,0 (табл. 5). В отличие от циркона эта кайма содержит значительно больше FeO (0,3—2,5 %), TiO_2 (0,1—3,0), CaO (0,25—8,0), MgO (0,1—1,6) и Y_2O_3 (0,2—1,8 %). При этом части каймы, непосредственно примыкающие к неизмененным цирконам, наиболее сильно обеднены ZrO_2 (54,3—56,6 %) и значительно обогащены FeO (0,7—1,2 %), CaO (0,5—0,6), Y_2O_3 (1,4—1,5), MgO (1,5—1,6) и РЗЭ (1,8—3,3 %). Среди лег-

ких лантаноидов преобладают Ce_2O_3 (0,34—0,77 %), Nd_2O_3 (0,10—0,35) и Sm_2O_3 (0,16—1,19), а среди тяжелых — Dy_2O_3 (0,17—0,25), Gd_2O_3 (0,58—0,80) и Ho_2O_3 (0,20—0,39 %). Характерно низкое содержание La , Eu , Yb и очень низкое — Pr , Er и Tb . Содержание SiO_2 и HfO_2 остается почти таким, как и в цирконах.

По мере удаления внутренней каймы от контакта с цирконом в ее составе происходят существенные изменения: значительно увеличивается концентрация ZrO_2 (до 73—77 %) и

Таблица 5. Химический состав внутренней части реакционной каймы на макрокристаллах цирконов из кимберлитов Новоласпинской трубы, %

Table 5. Chemical composition of internal part of reactionary rim on macrocrystals of zircon from kimberlites of Novolasinsk pipe, %

Номер		SiO_2	TiO_2	ZrO_2	HfO_2	Y_2O_3	ThO_2	Ta_2O_5	FeO	MgO	CaO	La_2O_3	Ce_2O_3
зерна циркона	анализа каймы												
1	1	19,89	0,21	71,52	1,35	1,66	0,00	0,00	0,32	0,53	0,31	0,02	0,18
2	2	18,51	1,63	69,58	1,62	1,75	0,00	0,00	0,33	0,09	4,42	0,21	0,27
	3	12,37	3,00	71,39	2,04	0,43	0,00	0,00	0,92	0,29	6,37	0,14	0,26
3	4	23,81	1,16	65,45	1,34	0,39	0,00	0,00	0,36	0,07	2,89	0,69	1,01
	5	8,54	2,78	73,77	1,51	0,23	0,00	0,00	1,58	0,54	8,00	0,23	0,43
4	6	32,98	0,00	56,63	1,31	1,41	0,05	0,00	0,69	1,54	0,63	0,05	0,34
	7	20,99	0,13	70,75	1,64	0,78	0,02	0,06	0,30	0,51	0,32	0,00	0,26
5	8	27,76	0,37	57,06	1,28	1,38	0,00	0,00	1,04	1,07	1,29	0,00	0,55
	9	16,14	0,26	77,49	1,94	0,31	0,00	0,08	0,40	0,49	0,24	0,02	0,04
6	10	24,68	0,41	61,53	1,39	1,61	0,00	0,00	0,89	0,99	1,99	0,03	0,32
7	11	32,49	0,08	54,35	1,29	1,50	0,01	0,09	1,20	1,61	0,55	0,19	0,77
	12	18,07	0,76	69,28	1,79	1,21	0,04	0,00	1,03	0,09	2,82	0,23	0,50
	13	20,26	0,24	70,69	1,77	1,25	0,01	0,00	0,33	0,23	0,30	0,05	0,30
8	14	27,37	0,39	60,10	1,31	0,70	0,00	0,00	0,64	0,64	1,20	0,07	0,48
	15	21,80	0,57	65,71	1,19	0,72	0,00	0,00	0,66	0,33	2,76	0,07	0,42

Номер		Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Dy_2O_3	Gd_2O_3	Er_2O_3	Tb_2O_3	Yb_2O_3	Ho_2O_3	Сумма
зерна циркона	анализа каймы											
1	1	0,07	0,20	0,19	0,07	0,21	0,41	0,07	0,00	0,00	0,23	97,44
2	2	0,09	0,26	0,10	0,06	0,19	0,06	0,11	0,00	0,00	0,13	99,41
	3	0,04	0,09	0,11	0,01	0,30	0,24	0,00	0,00	0,06	0,03	98,06
3	4	0,22	1,36	0,41	0,88	0,15	0,34	0,00	0,00	0,00	0,14	100,65
	5	0,00	0,34	0,25	0,07	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,11	98,48
4	6	0,00	0,10	0,16	0,09	0,17	0,58	0,00	0,00	0,10	0,20	97,04
	7	0,00	0,24	0,24	0,18	0,21	0,62	0,00	0,00	0,03	0,15	97,42
5	8	0,06	0,56	0,41	0,37	0,31	0,82	0,00	0,10	0,00	0,42	94,84
	9	0,00	0,19	0,15	0,13	0,16	0,59	0,00	0,02	0,11	0,00	98,74
6	10	0,04	0,38	0,34	0,12	0,17	0,64	0,02	0,09	0,00	0,38	96,03
7	11	0,05	0,35	0,19	0,18	0,25	0,80	0,00	0,06	0,07	0,39	96,49
	12	0,07	0,34	0,16	0,01	0,38	0,29	0,13	0,01	0,08	0,01	97,28
	13	0,03	0,15	0,08	0,13	0,18	0,44	0,07	0,09	0,17	0,32	97,07
8	14	0,00	0,43	0,32	0,17	0,22	0,83	0,00	0,03	0,06	0,42	95,35
	15	0,19	0,44	0,26	0,24	0,23	0,63	0,00	0,00	0,00	0,20	96,40

уменьшается — SiO_2 (от 32 до 8—12). При этом HfO_2 возрастает до 1,8—2,0, а CaO и TiO_2 — иногда до 4—8 и 2—3 % соответственно. В этой части внутренней каймы сохраняется повышенное или высокое содержание Y_2O_3 (от 0,2—0,4 до 1,7—1,8 %) и РЗЭ (1,3—3,5). Редкоземельные элементы представлены в основном Ce, Nd, Sm, Dy, Gd и Ho.

В большинстве результатов микрозондового анализа внутренней реакционной каймы

на макрокристаллах циркона сумма оксидов составляет лишь 95—97 %, хотя в части анализов она достигает почти 100 %. Чем это можно объяснить, мы пока не знаем.

По химическому составу внутренние части реакционных кайм на макрокристаллах изученных цирконов существенно отличаются от бадделейита, кальциртита и цирконолита, встречающихся нами в кимберлитах Новоласпинских трубки и дайки.

Таблица 6. Химический состав бадделейита из реакционных кайм на макрокристаллах цирконов из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, %

Table 6. Chemical composition of baddeleyite from reactionary rims on macrocrystals of zircon from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike, %

Номер зерна	Трубка Новоласпинская, скв. 293/16, гл. 74,0—87,0 м																Сумма	
	шир-бадде-леита	SiO_2	TiO_2	FeO	MgO	CaO	ZrO_2	HfO_2	Ta_2O_5	La_2O_3	Ce_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Dy_2O_3	Yb_2O_3	
Дайка Новоласпинская, скв. 396/9, гл. 29,0—54,5 м																		
1	2ц	0,02	1,58	0,28	0,00	0,00	95,66	2,09	0,10	0,11	0,00	0,06	0,09	0,07	0,05	0,00	0,07	100,18
2	3ц	0,00	4,47	0,42	0,04	0,01	92,26	2,40	0,01	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,10	0,00	0,11	99,96
	3к	0,00	0,89	0,09	0,02	0,04	96,02	2,49	0,00	0,00	0,10	0,00	0,14	0,01	0,09	0,00	0,00	99,89
6	2ц	0,16	1,71	0,23	0,03	0,08	95,04	2,40	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,80
8	2ц	0,00	6,25	0,58	0,05	0,05	90,65	2,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07	0,11	99,89
	2к	0,75	2,44	0,29	0,29	0,25	93,00	2,44	0,00	0,00	0,04	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	99,79
9	2ц	0,00	5,07	0,37	0,02	0,02	92,26	1,89	0,16	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	99,84
	2к	0,11	0,47	0,19	0,08	1,10	94,71	2,48	0,24	0,00	0,00	0,09	0,00	0,06	0,00	0,05	0,07	99,65
10	2ц	0,00	2,05	0,88	0,06	0,03	94,18	2,43	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,26	0,00	0,00	99,99
12	2ц	0,00	4,15	0,54	0,06	0,05	92,82	1,80	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10	0,00	0,14	0,05	0,05	99,76
	2к	0,00	1,63	0,34	0,01	0,23	93,76	2,03	0,25	0,07	0,00	0,08	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04	98,51

П р и м е ч а н и е. Номера зерен цирконов соответствуют указанным в табл. 1; ц — центр, к — край зерна.

Внешняя часть кайм сложена преимущественно кристаллами бадделеита, а промежутки между ними — зернами оливина измененного, диопсида, флогопита, сфена, апатита и кальцита (рис. 3, 4).

Охарактеризованные каймы на макрокристаллах циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки по морфологии и структуре очень напоминают реакционные каймы на цирконах кимберлитового типа, приведенных в "Атласе текстур циркона" [17].

Бадделеит — один из наиболее распространенных минералов внешней зоны реакционных кайм на макрокристаллах циркона. Он образует мелкие короткие (до 10—20 мк) или сильно удлиненные (до 50—100 мк) идиоморфные кристаллы, которые ориентированы преимущественно почти перпендикулярно к контурам зерен циркона и часто субпараллельны между собой (рис. 2—4). Некоторые из них берут начало во внутренней кайме и "прорастают" внешнюю часть каймы на всю толщину. Кристаллы имеют зональное строение. В отраженных электронах их центральные части темные, краевые — светлые. Кроме того, центральные части кристаллов не люминесцируют в рентгеновских лучах, а краевые — интенсивно люминесцируют синевато-зеленым цветом.

Микрозондовое изучение бадделеитов показало, что их центральные и краевые части различаются по составу (табл. 6). Содержание ZrO_2 в центральной части кристаллов варьирует от 90,6 до 95,6 %, TiO_2 — от 1,6 до 6,2. Причем наблюдается отчетливая обратная зависимость между значениями содержания TiO_2 и ZrO_2 (рис. 8). В бадделеите постоянно присутствует FeO — от 0,2 до 0,8 %. Центральные части кристаллов обычно содержат больше FeO , чем краевые. Между содержанием TiO_2 и FeO существует прямая зависимость, между FeO и ZrO_2 — обратная (рис. 8). Для бадделеитов характерно сравнительно высокое содержание HfO_2 — 1,8—2,5 %, тогда как в цирконах, по которым они развиваются, на HfO_2 приходится 1,25—1,84 %. Значение Zr/Hf в центральных частях кристаллов бадделеита изменяется от 33 до 42. Преимущественно в краевой части кристаллов бадделеита изредка содержится примесь SiO_2 (0,1—0,2 %) и CaO (обычно меньше 0,1, редко до 0,25 %). Более чем в половине изученных кристаллов установлено наличие Ta_2O_5 (до 0,20—0,25 %) и ThO_2 (до 0,08). Почти все кристаллы имеют

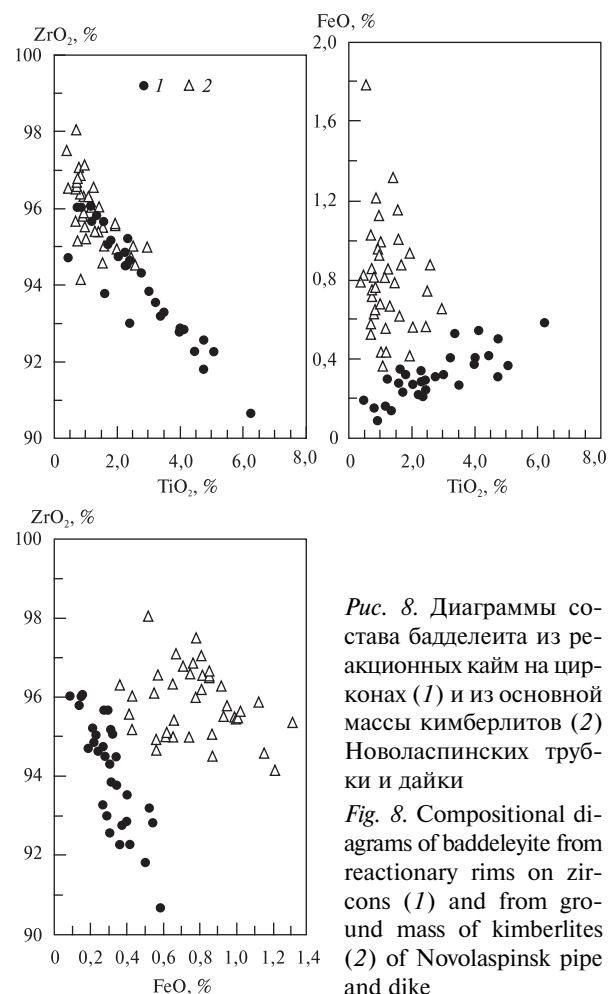


Рис. 8. Диаграммы состава бадделеита из реакционных кайм на цирконах (1) и из основной массы кимберлитов (2) Новоласпинских трубки и дайки

Fig. 8. Compositional diagrams of baddeleyite from reactionary rims on zircons (1) and from ground mass of kimberlites (2) of Novolaspinsk pipe and dike

примесь MgO (до 0,1—0,3 %) и лишь некоторые из них — Y_2O_3 (0,01—0,06 %). Установлено также небольшое количество РЗЭ.

Описанный бадделеит возник в результате реакции макрокристаллов циркона с остаточным кимберлитовым расплавом, обогащенным карбонатной составляющей, щелочами и другими флюидами. При этом высвободившийся из циркона кремнезем был израсходован на образование ассоциирующих с бадделеитом оливина и диопсида. Как будет показано ниже, особенности состава диопсида позволяют заключить, что эти процессы были синхронны и происходили при относительно низком значении PT параметров преимущественно на позднемагматическом этапе эволюции кимберлитового расплава.

Оlivin в свежем виде не установлен. Обычно по нему развиты продукты изменения такого состава, %: SiO_2 — 40,2; MgO — 34,08; FeO — 6,55; CaO — 0,17; ZrO_2 — 0,10; NiO — 0,07; Al_2O_3 — 0,51. Из приведенных данных

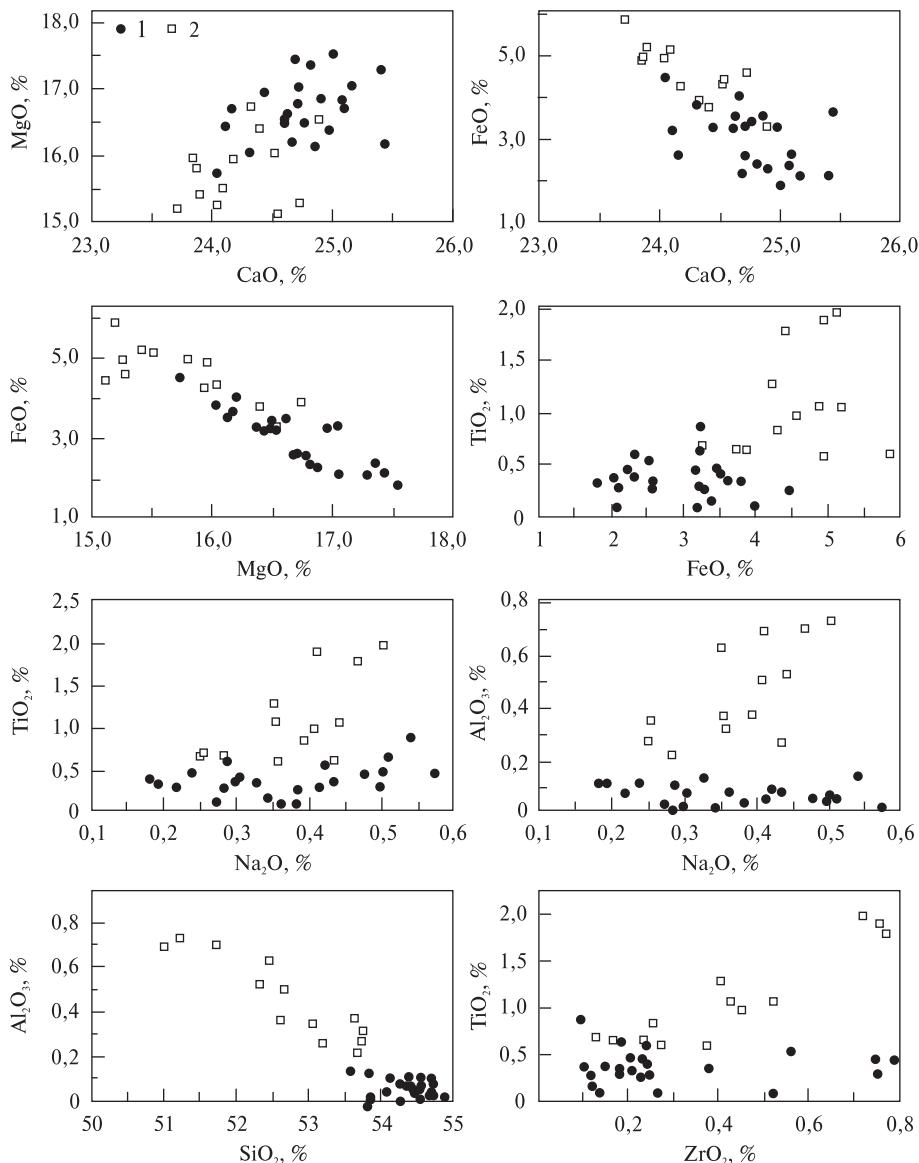


Рис. 9. Диаграммы состава диопсида из реакционных кайм на цирконах из кимберлитов Новоласинских трубки и дайки. Разновидности диопсида: 1 — первая, 2 — вторая группа

Fig. 9. Compositional diagrams of diopside from reactionary rims on zircons from kimberlites of Novolasinsk pipe and dike. Diopside varieties: 1 — first, 2 — the second group

можно заключить, что изначально это был форстерит.

Диопсид представлен почти бесхромистой ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,05 \%$) кальциевой ($\text{CaO} = 23\text{--}25$, $\text{MgO} = 15,1\text{--}17,5$) разновидностью с повышенным содержанием FeO (2,0—5,2 %) и Na_2O (0,18—0,57). Примесь TiO_2 в нем колебается от 0,07—0,15 до 1—2 %, Al_2O_3 — от 0,01 до 0,73 (табл. 7). Для диопсидов характерно наличие обратной почти линейной зависимости между содержанием MgO и FeO и несколько менее выраженной — между CaO и

FeO , а также прямой зависимости между CaO и MgO . Железистость их варьирует от 6,2 до 15,8 %.

По особенностям состава диопсиды делятся на две группы. На диаграммах в координатах $\text{CaO} — \text{FeO}$, $\text{CaO} — \text{MgO}$ и $\text{MgO} — \text{FeO}$ фигуративные точки их состава образуют единый тренд, но локализуются в виде двух обособленных полей (рис. 9). Еще отчетливее выделяются эти поля на диаграммах $\text{Na}_2\text{O} — \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} — \text{TiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O} — \text{TiO}_2$, $\text{ZrO}_2 — \text{TiO}_2$ и $\text{SiO}_2 — \text{Al}_2\text{O}_3$.

Диопсиды первой группы содержат, %: SiO_2 — 53,59—55,5; TiO_2 — 0,07—0,86; Al_2O_3 — 0,00—0,16; Cr_2O_3 — <0,05; FeO — 2,1—3,8; MnO — 0,00—0,18; MgO — 16,04—17,57; CaO — 23,11—25,77; Na_2O — 0,18—0,57; V — 0,00—0,14; ZrO_2 — 0,10—0,79. Железистость их составляет 6,2—12,0 %. Весь Al находится в четверной

координации (до 0,006 ф. е.). Минимальный состав диопсидов, мол. %: Wo — 47,7—50,1; En — 44,3—47,9; Fs — 3,0—6,1. Они относятся к высококальциевой разновидности.

Диопсиды второй группы отличаются от первой меньшей кальциевостью (CaO — 23,0—24,9 %), большей железистостью ($f = 10,0—$

Таблица 7. Химический состав диопсида из внешней реакционной каймы на макрокристатах циркона из кимберлитов трубы Новоласпинская, %

Table 7. Chemical composition of diopside from external reactionary rim on macrocrystals of zircon from Novolaspinsk kimberlitic pipe, %

Номер		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	ZrO_2	V_2O_5	Сумма
зерна циркона	анализа диопсида													
<i>Первая группа</i>														
1	1	54,71	0,27	0,04	0,00	2,58	0,10	16,69	24,16	0,41	0,02	0,25	0,00	99,23
	2	54,52	0,63	0,04	0,00	3,24	0,17	16,95	24,44	0,51	0,01	0,19	0,00	100,69
	3	54,46	0,28	0,03	0,02	3,23	0,16	16,49	24,61	0,50	0,00	0,75	0,00	100,54
	4	54,70	0,59	0,09	0,01	2,33	0,09	17,36	24,82	0,29	0,02	0,24	0,01	100,55
	5	54,14	0,31	0,10	0,00	1,82	0,08	17,53	25,01	0,19	0,06	0,21	0,05	99,50
	6	54,43	0,46	0,05	0,00	3,48	0,15	16,61	24,63	0,50	0,02	0,20	0,08	100,61
	7	54,72	0,08	0,07	0,01	3,21	0,18	16,54	24,62	0,36	0,00	0,27	0,09	100,13
	8	54,73	0,25	0,02	0,04	4,46	0,23	15,73	24,05	0,38	0,03	0,23	0,08	100,23
2	9	53,59	0,86	0,13	0,04	3,25	0,04	16,38	24,98	0,54	0,02	0,10	0,00	99,92
	10	54,26	0,53	0,08	0,01	2,54	0,10	16,78	24,72	0,42	0,01	0,56	0,06	100,06
3	11	54,39	0,37	0,10	0,00	2,05	0,05	17,28	25,41	0,18	0,02	0,15	0,06	100,07
	12	54,54	0,38	0,07	0,07	2,33	0,10	16,82	25,08	0,30	0,02	0,24	0,05	100,01
	13	54,36	0,28	0,06	0,00	2,11	0,11	17,43	24,70	0,22	0,04	0,18	0,00	99,49
	14	53,85	0,32	0,12	0,05	2,59	0,10	16,71	25,10	0,33	0,00	0,18	0,02	99,37
	15	54,40	0,34	0,07	0,02	3,80	0,10	16,04	24,31	0,44	0,01	0,38	0,11	100,01
	16	54,56	0,44	0,10	0,00	2,25	0,06	16,87	24,91	0,24	0,04	0,23	0,05	99,75
	17	54,88	0,09	0,02	0,00	3,99	0,14	16,20	24,67	0,27	0,03	0,14	0,02	100,46
4	18	53,86	0,35	0,01	0,00	3,62	0,11	16,17	25,44	0,30	0,00	0,11	0,00	99,97
	19	54,27	0,26	0,00	0,01	3,30	0,15	17,04	24,72	0,28	0,00	0,12	0,05	100,20
	20	54,09	0,42	0,04	0,01	3,51	0,13	16,13	24,86	0,48	0,00	0,79	0,14	100,59
	21	54,54	0,15	0,00	0,05	3,38	0,15	16,49	24,77	0,34	0,03	0,13	0,01	100,03
	22	53,87	0,44	0,01	0,00	3,18	0,18	16,44	24,11	0,57	0,00	0,75	0,04	99,59
	23	54,69	0,07	0,03	0,01	2,08	0,10	17,05	25,16	0,38	0,00	0,52	0,02	100,11
<i>Вторая группа</i>														
1	24	52,62	1,06	0,36	0,00	4,88	0,12	15,96	23,85	0,36	0,02	0,43	0,07	99,71
	25	53,20	0,60	0,26	0,02	5,86	0,13	15,20	23,72	0,44	0,01	0,27	0,07	99,76
	26	53,68	0,65	0,21	0,01	3,78	0,10	16,40	24,39	0,28	0,01	0,24	0,04	99,77
2	27	53,06	0,67	0,34	0,00	3,27	0,11	16,53	24,90	0,26	0,05	0,13	0,02	99,33
	28	52,46	1,28	0,63	0,00	4,24	0,13	15,94	24,18	0,35	0,00	0,41	0,02	99,62
	29	53,73	0,64	0,26	0,01	3,88	0,16	16,74	24,33	0,25	0,02	0,17	0,01	100,19
3	30	53,76	0,58	0,31	0,00	4,95	0,11	15,80	23,87	0,36	0,02	0,38	0,00	100,13
	31	53,64	0,83	0,37	0,00	4,31	0,11	16,04	24,53	0,39	0,01	0,26	0,03	100,51
4	32	51,74	1,78	0,70	0,05	4,42	0,10	15,12	24,54	0,47	0,03	0,77	0,05	99,76
	33	51,02	1,89	0,69	0,03	4,95	0,10	15,26	24,04	0,41	0,00	0,76	0,04	99,19
	34	52,67	0,97	0,50	0,00	4,57	0,11	15,28	24,73	0,41	0,01	0,45	0,04	99,74
	35	52,34	1,05	0,52	0,00	5,19	0,12	15,42	23,90	0,44	0,00	0,52	0,07	99,57
	36	51,23	1,97	0,73	0,00	5,12	0,10	15,52	24,09	0,50	0,00	0,72	0,04	100,02

15,8), высоким содержанием Al_2O_3 (0,15—0,78) и TiO_2 (0,5—2,0 %). Al находится в четверной координации в количестве от 0,011 до 0,032 ф. е. Расчетным путем в составе этих диопсидов установлены миналы, мол. %: Wo — 48,0—49,5; En — 43,4—46,0; Fs — 5,1—8,2.

В диопсихах второй группы намечается прямая зависимость между содержаниями Al_2O_3 и Na_2O , TiO_2 и Na_2O , TiO_2 и FeO , ZrO_2 и TiO_2 , тогда как в диопсихах первой группы такие зависимости отсутствуют.

Диопсиды обеих групп из реакционных кайм на макрокристах циркона отличаются по типохимическим особенностям от развитых в

Таблица 8. Состав сфена из реакционных кайм на макрокристах циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, %

Table 8. Chemical composition of sphene from reactionary rims on macrocrysts of zircon from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike, %

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	30,43	30,13	31,46	31,00
TiO_2	34,50	34,33	34,44	35,62
Al_2O_3	0,14	0,24	1,77	0,60
FeO	2,50	2,34	1,18	0,58
MgO	0,19	0,84	0,30	0,15
CaO	27,47	27,69	27,91	27,83
Na_2O	0,00	0,01	0,09	0,04
P_2O_5	0,01	0,00	0,00	0,05
F	0,38	0,17	0,48	0,26
Y_2O_3	0,00	0,00	0,01	Не опр.
ZrO_2	1,32	1,28	0,58	0,43
HfO_2	0,17	0,05	0,00	Не опр.
La_2O_3	0,13	0,06	0,09	" "
Ce_2O_3	0,24	0,20	0,14	" "
Pr_2O_3	0,00	0,00	0,00	" "
Nd_2O_3	0,03	0,05	0,12	" "
Sm_2O_3	0,02	0,03	0,04	" "
Eu_2O_3	0,11	0,01	0,03	" "
Gd_2O_3	0,00	0,00	0,00	" "
Tb_2O_3	0,00	0,00	0,00	" "
Dy_2O_3	0,00	0,04	0,00	" "
Ho_2O_3	0,00	0,03	0,00	" "
Er_2O_3	0,00	0,00	0,00	" "
Yb_2O_3	0,00	0,18	0,06	" "
Ta_2O_5	0,02	0,09	0,06	0,02
Nb_2O_5	0,45	0,32	0,21	0,04
UO_2	0,01	0,00	0,00	Не опр.
ThO_2	0,67	0,01	0,03	" "
V_2O_5	0,20	0,21	0,42	0,55
<i>Сумма</i>	98,99	98,31	99,42	97,17

кимберлитах Новоласпинских трубки и дайки ксеногенных макрокристальных хромдиопсидов и от фенокристовых хромсодержащих диопсидов из основной массы этих кимберлитов. Высокое содержание TiO_2 в изученных диопсихах второй группы сближает их с диопсидами из основной массы лампроитов Западного Кимберли (Австралия), в которых TiO_2 — 0,86—2,86 % [4]. Вместе с тем по сравнению с последними они имеют более высокую концентрацию Al_2O_3 , FeO и Na_2O , более низкую — Cr_2O_3 , а также в них установлена значительная примесь ZrO_2 .

Реакционно-магматическая природа диопсидов из кайм на макрокристах цирконов не вызывает сомнения. Высокая кальциевость, повышенная железистость и титанистость, наличие чермакитового компонента (Al_{IV}) свидетельствуют о формировании их в малоглубинных условиях при значительном окислительном потенциале. Судя по величине отношения $\text{Ca/Ca} + \text{Mg}$ (0,51—0,53), температура образования изученных диопсидов составляет 750—850 °C. Причем для диопсидов первой группы она несколько выше, чем для второй. На этом основании можно предположить, что диопсиды первой группы являются в целом более ранними образованиями, чем диопсиды второй группы.

Эволюция диопсидов происходила в направлении уменьшения содержания Ca и Mg, увеличения содержания Fe, Ti, Al_{IV} , снижения температуры от 850 до 750 °C и большей окисленности реагирующего с цирконом кимберлитового расплава, обогащенного карбонатной составляющей, флюидами и несовместимыми элементами.

Сфен в составе реакционных кайм на макрокристах циркона встречается значительно реже, чем диопсид. Его мелкие выделения неправильной формы ассоциируют с диопсидом и кальцитом. Содержание основных минералообразующих оксидов в нем составляет, %: CaO — 27,5—27,9; TiO_2 — 34,1—35,6; SiO_2 — 30,1—31,5 (табл. 8). Из примесей в наибольшем количестве установлены, %: FeO — 0,6—2,5; V_2O_5 — 0,20—0,55; Al_2O_3 — 0,1—1,8; ZrO_2 — 0,4—1,3. В некоторых зернах сфена определены также Cr_2O_3 (до 0,18 %), MgO (0,15—0,84), Nb_2O_5 (0,04—0,45), Ta_2O_5 (до 0,09), F (0,17—0,48), HfO_2 (до 0,17 %). На РЗЭ приходится от 0,2 до 0,5 %. Основные из них — Ce_2O_3 (0,18—0,24 %), La_2O_3 (до 0,13) и Nd_2O_3 (до 0,12).

Anatit кристаллизовался позже диопсида и сфена, но раньше кальцита. В реакционных каймах он образует кристаллы размером до 10–15 мк. По составу соответствует фторапатиту (табл. 9). Содержание F = 2,0–3,1 %. Другие характерные примеси, %: SrO – 0,6–1,3; Na₂O – 0,03–0,07; MnO – до 0,03. Кроме того, имеются примеси SiO₂ (0,4–0,9 %), BaO (<0,17), FeO (0,08–0,12), иногда Ta₂O₅ (<0,10 %). Специфическая особенность состава апатита, как и других минералов из реакционных кайм на макрокристаллах циркона — наличие ZrO₂ (0,4–0,8 %). На редкоземельные элементы приходится иногда до 1 %. Среди них преобладают La, Ce и другие легкие лантаноиды. По составу этот апатит не отличается от апатита из основной массы кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки.

Кальцит образует единичные идиоморфные макрокристаллы или ксеноморфные выделения в ассоциации с диопсидом. Результат микрозондового анализа показал достаточную стабильность его состава. Из примесей определены SrO (0,38–0,83 %), BaO (до 0,5), FeO (до 0,45), MgO (<0,3), SiO₂ (<0,3) и ZrO₂ (до 0,3 %). По типохимическим особенностям он подобен высокотемпературному позднемагматическому кальциту из основной массы кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки.

Циркониевые минералы из основной массы кимберлитов. Основная масса в массивных кимберлатах с порфировой структурой из трубки Новоласпинская сложена оливином и продуктами его изменения, флогопитом и кальцитом в разных соотношениях. Кроме того, в ее состав входят в заметных количествах перовскит, титаномагнетит, ульвошпинель, сфен, Mg- и Mn-ильменит, рутил, апатит и преимущественно в виде единичных зерен — бадделеит, цирконолит и кальциртит (рис. 10).

Бадделеит — наиболее распространенный минерал среди оксидов циркония. Он образует идиоморфные макрокристаллы гомогенного строения или сростки удлиненно-призматических кристаллов с хорошо выраженным пирамидальными вершинами (рис. 10). На одном из участков кимберлита в основной массе обнаружен сросток многих (до 10) простых и сложных двойников макрокристаллов бадделеита в ассоциации с кальциртитом. Кристаллы бадделеита часто контактируют с кристаллами перовскита, сфена и титаномагнетита. Иногда их включения наблюдались в фено-

кристаллах флогопита и титаномагнетита из основной массы. Бадделеит выделился позже перовскита, но раньше апатита и кальцита.

Состав бадделеита не зависит от его положения относительно ассоциирующих с ним минералов основной массы (табл. 10, ан. 1—39). Содержание ZrO₂ в нем составляет 94,1—97,5 %. Наиболее важные примеси — HfO₂ (0,6–2,0 %), TiO₂ (0,4–3,0) и FeO (0,4–1,8). Между значениями содержания ZrO₂ и TiO₂ наблюдается обратная зависимость, а между ZrO₂ и FeO, TiO₂ и FeO зависимость отсутствует (рис. 8). Некоторые бадделеиты содержат в повышенном количестве CaO (до 0,5 %),

Таблица 9. Состав апатита из реакционных кайм на макрокристаллах циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, %

Table 9. Chemical composition of apatite from reactionary rims on macrocrystals of zircon from kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike, %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	0,49	0,44	2,23
FeO	0,08	0,08	0,12
MgO	0,06	0,05	0,02
CaO	54,11	54,52	55,48
Na ₂ O	0,05	0,03	0,07
P ₂ O ₅	38,30	39,42	37,38
F	2,75	3,15	2,05
Y ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,03
ZrO ₂	0,41	0,8	0,43
HfO ₂	Не опр.	Не опр.	0,01
La ₂ O ₃	" "	" "	0,33
Ce ₂ O ₃	" "	" "	0,39
Pr ₂ O ₃	" "	" "	0,11
Nd ₂ O ₃	" "	" "	0,08
Sm ₂ O ₃	" "	" "	0,07
Eu ₂ O ₃	" "	" "	0,01
Gd ₂ O ₃	" "	" "	0,03
Tb ₂ O ₃	" "	" "	0,00
Dy ₂ O ₃	" "	" "	0,00
Ho ₂ O ₃	" "	" "	0,03
Er ₂ O ₃	" "	" "	0,00
Yb ₂ O ₃	" "	" "	0,00
Ta ₂ O ₅	0,05	0,06	0,10
UO ₂	Не опр.	Не опр.	0,00
ThO ₂	" "	" "	0,02
SrO	1,03	1,3	0,62
BaO	0,17	0,07	0,09
V ₂ O ₅	0,00	0,11	0,06
Cl	0,02	0,02	Не опр.
SO ₃	0,09	0,06	" "
<i>Сумма</i>	97,61	100,11	99,76

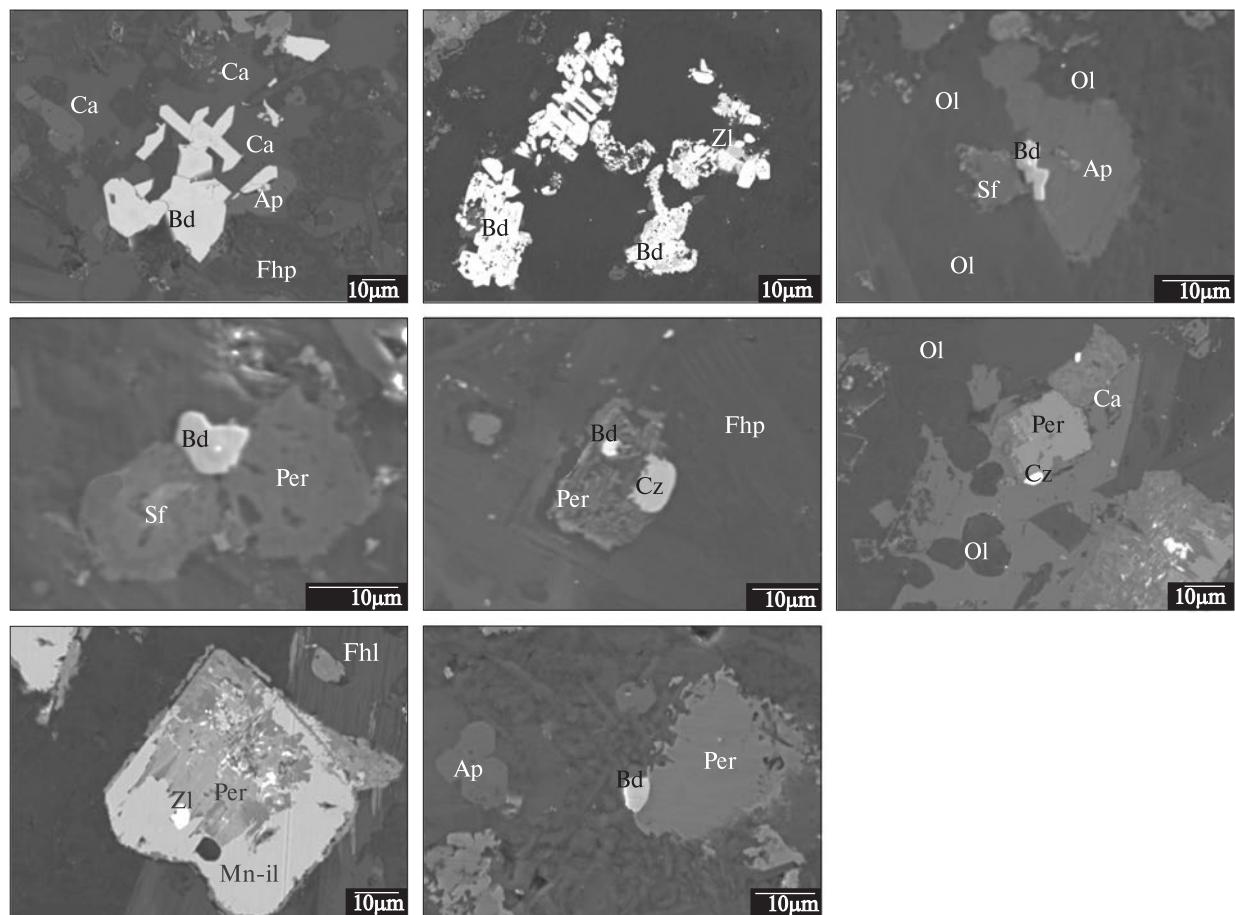


Рис. 10. Морфология микрокристаллов бадделеита, кальциртита и цирконолита из основной массы кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки. Bd — бадделеит, Cz — кальциртит, Zl — цирконолит, Ap — апатит, Ca — кальцит, Fhp — флогопит, Mn-il — Mn-ильменит, Ol — оливин, Per — перовскит, Sf — сфен

Fig. 10. Morphology of microcrystals of baddeleyite, calzirtite and zirconolite sampled from ground mass of kimberlites of Novolasinsk pipe and dike. Bd — baddeleyite, Cz — calzirtite, Zl — zirconolite, Ap — apatite, Ca — calcite, Fhp — phlogopite, Mn-il — Mn-ilmenite, Ol — olivine, Sf — sphene

SiO_2 (до 0,4), MgO (иногда до 0,3) и ThO_2 (<0,1 %). Примеси PZЭ и Ta_2O_5 с помощью микрозондового анализа определены лишь в отдельных кристаллах. Для большинства бадделеитов из основной массы изученных кимберлитов величина Zr/Hf составляет 40–65, а для незначительной части возрастает до 80–84. В единичных бадделеитах с наиболее высоким содержанием ZrO_2 и наиболее низким HfO_2 величина Zr/Hf достигает 123–133. Для сравнения укажем, что для бадделеита из основной массы кимберлитов из силла Бен-Фонтеин $\text{Zr}/\text{Hf} = 49$ (среднее из 86 анализов по [20]).

Для бадделеита характерна четко проявленная в рентгеновских лучах люминесценция фиолетово-синего цвета. При этом за пределами его кристаллов почти всегда фиксируется яркое свечение в виде лепестков. Благодаря

этому даже самые мелкие кристаллы бадделеита достаточно уверенно идентифицируются при микрозондовом изучении анишлифов кимберлитов. Природа свечения не установлена. По аналогии с цирконами из кимберлитов других регионов фиолетово-синяя люминесценция их может быть обусловлена примесями Dy , Gd и Ce , которые в очень малых количествах определены благодаря микрозондовому анализу.

Бадделеит из основной массы кимберлитов трубки Новоласпинская отличается от бадделеита из реакционных кайм на макрокристаллах циркона из этих же кимберлитов более высоким содержанием ZrO_2 , FeO и CaO , более низким — HfO_2 , TiO_2 , PZЭ и Ta_2O_5 , отсутствием зависимости между значениями содержания ZrO_2 и FeO , FeO и TiO_2 , а также более высоким значением Zr/Hf . На диаграмме

Таблица 10. Состав бадделейита, кальциртита и цирконолита из основной массы кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, %
Table 10. Composition of baddeleyite, calzrtite and zirconolite from ground mass of kimberlites of Novolaspinsk pipe and dike, %

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MgO	CaO	ZrO ₂	HfO ₂	Ta ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Сумма
<i>Бадделейит</i>																	
1	0,10	0,96	0,67	0,18	0,26	97,11	1,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	100,76
2	0,00	2,49	0,74	0,04	0,15	95,00	1,62	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	100,19
3	0,00	1,01	0,43	0,06	0,02	95,19	1,95	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,68
4	0,00	2,45	0,56	0,05	0,08	94,70	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,89
5	0,01	2,96	0,65	0,08	0,04	94,98	1,76	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,58
6	0,00	2,00	0,56	0,06	0,04	94,92	1,95	0,00	0,00	0,10	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	99,72
7	0,02	0,76	0,62	0,06	0,06	95,12	1,75	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,41
8	0,02	0,69	0,57	0,09	0,05	96,58	1,48	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,54
9	0,12	1,43	0,78	0,11	0,05	95,99	1,71	0,00	0,00	0,11	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	100,37
10	0,10	0,87	0,76	0,05	0,07	96,84	1,45	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,19
11	0,10	1,92	0,93	0,06	0,13	95,51	1,62	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,38
12	0,16	1,13	0,81	0,09	0,16	96,20	1,23	0,00	0,00	0,02	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,92
13	0,08	0,80	0,81	0,11	0,14	97,04	1,30	0,00	0,15	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,50
14	1,31	0,84	1,21	1,10	0,30	94,13	1,21	0,00	0,04	0,11	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	100,28
15	0,39	0,99	0,99	0,31	0,08	95,51	1,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,95
16	0,11	0,46	0,82	0,11	0,08	96,53	1,59	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	99,83
17	0,11	0,72	0,85	0,08	0,11	96,47	1,38	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	99,85
18	0,01	0,70	0,75	0,06	0,01	96,61	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,13	99,90
19	0,28	0,81	0,65	0,13	0,15	96,33	1,34	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,10	0,15	0,01	99,99
20	0,41	0,91	0,95	0,09	0,47	95,78	1,29	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00
21	0,03	2,57	0,87	0,03	0,12	94,50	1,51	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,19	99,98
22	0,00	1,56	1,00	0,03	0,04	95,50	1,65	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,07	0,00	0,05	0,18	100,13
23	0,21	0,68	1,02	0,10	0,02	95,64	1,64	0,26	0,00	0,00	0,15	0,00	0,03	0,01	0,09	0,10	99,95
24	0,27	0,69	0,52	0,12	0,16	98,04	0,70	0,06	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	100,65
25	0,04	0,94	0,92	0,08	0,45	96,27	1,56	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	100,33
26	0,05	1,24	0,85	0,08	0,04	96,52	1,41	0,00	0,02	0,17	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03	0,00	100,51
27	0,14	1,30	0,66	0,18	0,15	95,41	1,10	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	98,99
28	0,16	0,37	0,78	0,08	0,04	97,50	0,64	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,17	99,84
29	0,00	1,95	0,41	0,02	0,14	95,55	1,23	He опр.	0,01	0,00	0,04	0,00	He опр.	0,00	He опр.	He опр.	99,36
30	0,00	1,07	0,36	0,01	0,22	96,31	1,40	" "	0,00	0,00	0,00	0,04	" "	0,02	" "	" "	99,43
31	0,00	1,18	0,55	0,05	0,33	96,11	1,35	" "	0,13	0,00	0,00	0,00	" "	0,10	" "	" "	99,81
32	0,00	1,17	0,43	0,03	0,48	96,02	1,47	" "	0,00	0,03	0,01	0,00	" "	0,00	" "	" "	99,63
33	0,00	0,73	0,71	0,05	0,16	96,78	1,10	" "	0,01	0,00	0,02	0,03	" "	0,04	" "	" "	99,62
34	0,00	1,65	0,87	0,06	0,24	95,06	1,35	" "	0,01	0,05	0,00	0,00	" "	0,05	" "	" "	99,34
35	0,00	0,95	1,12	0,03	0,19	95,87	0,99	" "	0,00	0,10	0,00	0,07	" "	0,00	" "	" "	99,32
36	0,16	0,52	1,78	1,07	0,36	89,62	0,44	" "	0,08	0,00	0,04	0,09	" "	0,00	" "	" "	94,15
37	0,00	1,54	1,15	0,08	0,35	94,57	1,18	" "	0,00	0,00	0,02	0,13	" "	0,00	" "	" "	99,01
38	0,00	1,60	0,61	0,05	0,38	94,99	1,29	" "	0,00	0,05	0,01	0,02	" "	0,00	" "	" "	98,99
39	0,00	1,40	1,31	0,03	0,11	95,36	1,39	" "	0,00	0,00	0,03	0,00	" "	0,08	" "	" "	99,71
40	0,00	0,70	0,85	0,05	0,09	96,67	1,13	" "	0,00	0,00	0,00	0,00	" "	0,00	" "	" "	99,48
<i>Кальциртит</i>																	
41	0,20	14,09	1,67	0,26	12,23	70,20	0,89	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,62
42	0,04	15,09	1,40	0,23	12,15	68,67	1,11	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	98,75
43	0,43	16,68	0,61	0,36	12,39	67,74	1,24	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	99,57
44	0,28	16,93	0,75	0,23	12,71	66,81	1,17	0,00	0,00	0,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,01
45	0,09	13,65	1,29	0,29	11,94	69,96	1,33	0,23	0,04	0,00	0,07	0,00	0,03	0,05	0,05	0,11	99,13
<i>Цирконолит</i>																	
46	0,22	34,31	5,55	0,83	12,34	42,89	0,77	0,35	0,03	0,21	0,30	0,05	0,14	0,13	0,06	0,00	98,17
47	0,11	34,65	6,02	0,85	11,90	42,87	0,61	0,17	0,11	0,34	0,08	0,08	0,00	0,35	0,00	0,00	98,12

$\text{TiO}_2 - \text{ZrO}_2$ фигуративные точки их состава из основной массы кимберлитов располагаются в области высокой концентрации ZrO_2 (94–98 %) и сравнительно низкого содержания TiO_2 (0,5–3,0 %), тогда как бадделеиты из кайм на макрокристах циркона — в области более низкой концентрации ZrO_2 (90,5–96,0 %) и более высокой TiO_2 (1,0–6,5 %). Наличие бадделеита в основной массе кимберлитов Новоласпинской трубы свидетельствует о том, что остаточный кимберлитовый расплав был недосыщен SiO_2 .

Кальциртит — характерный минерал щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Он был впервые диагностирован почти одновременно в Себель-Яврском массиве на Кольском п-ове [1] и в Гулинской интрузии на Алдане [5] в ассоциации с цирконом, бадделеитом, цирконолитом, сfenом, перовскитом, апатитом и магнетитом. Его находки известны также в кимберлитах ряда провинций мира, где он вместе с бадделеитом и цирконолитом образует реакционные каймы на зернах циркона кимберлитового типа.

В Украине мы впервые установили кальциртит в кимберлитах Новоласпинской трубы и сопряженной с ней дайки. Он встречен в основной массе в виде самостоятельных кристаллов размером меньше 10 мк, которые сформировались на позднемагматическом этапе из остаточного кимберлитового расплава и обычно ассоциируют с перовскитом и бадделеитом. Идиоморфные изометричные микрокристаллы кальциртита часто образуют сростки с удлиненно-призматическими кристаллами бадделеита или приурочены к границе кубических кристаллов перовскита с бесформенными выделениями кальцита (рис. 10). По отношению к бадделеиту и перовскиту кальциртит является более поздним минералом, а по отношению к кальциту — более ранним.

Результаты микрозондового анализа кальциртита приведены в табл. 10 (ан. 40–44). Пересчеты их на кристаллохимические коэффициенты показывают, что они близки к идеализированной формуле кальциртита $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$. Основные минералообразующие компоненты в нем составляют, %: ZrO_2 — 66,6–69,96; TiO_2 — 13,85–16,93; CaO — 12,15–16,94. Характерные примеси, %: HfO_2 — 0,89–1,33, FeO — 0,61–1,67, MgO — 0,23–0,36, SiO_2 — 0,04–0,43. Величина Zr/Hf варьирует от 45 до 69. Несмотря на высокое содержание TiO_2 и повышенное

FeO , в кальцирите почти полностью отсутствуют Nb и Ta. Нет также и РЗЭ.

Судя по взаимоотношению кальциртита с перовскитом и кальцитом, он имеет реакционно-магматическое происхождение. Кальциртит образовался в результате взаимодействия перовскита с обогащенным карбонатной составляющей остаточным кимберлитовым расплавом и за счет циркония, высвободившегося из перовскита и титаномагнетита.

Цирконолит имеет теоретический состав, %: CaO — 16,5; ZrO_2 — 36,3; TiO_2 — 47,1; HfO_2 — до 1. Идеализированная формула — $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$. Этот минерал характерен для карбонатитов и других щелочно-ультраосновных пород, в которых часто ассоциирует с бадделеитом, перовскитом, апатитом и кальцитом. Он известен также в кимберлитах, где входит в состав реакционных кайм на макрокристах цирконов кимберлитового типа, и в ксенолитах цирконсодержащих метасоматизированных перidotитов, в частности гарцбургитов из трубы Кимберли (Южная Африка) [18]. В кимберлитах Новоласпинских трубки и дайки цирконолит установлен в основной массе в виде единичных идиоморфных кристаллов микронных размеров или их включений в перовскитах, в разной степени замещенных сfenом и марганцевым ильменитом (рис. 10). Встречается он значительно реже, чем бадделеит и кальциртит. Содержание основных оксидов в нем составляет, %: TiO_2 — 34,3–36,4; ZrO_2 — 42,8–48,1; CaO — 11,2–12,3; FeO — 5,5–6,0 (табл. 10, ан. 45, 46). Важнейшие примеси, %: MgO — 0,8–0,85; ThO_2 — 0,4–0,5; Nb_2O_5 — 0,3–0,4; Ta_2O_5 — 0,17–0,35; HfO_2 — 0,60–0,77; SiO_2 — 0,1–0,2. Содержание РЗЭ достигает 1,0–1,5 %, легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми; отношение $\text{Zr/Hf} = 49–62$, т. е. большее, чем в цирконе и развитом по нему бадделеите, но близкое к таковому в кальцирите и бадделеите из основной массы кимберлитов.

Обсуждение результатов. Полученные данные о составе макрокристов циркона из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки однозначно свидетельствуют, что они идентичны или очень близки между собой и имеют большое сходство с цирконами кимберлитового типа из других регионов мира. Не вызывает сомнения их принадлежность к фенокристным минералам, кристаллизовавшимся из протокимберлитового расплава, формировавшегося

в течение более 80 млн лет — от 469 ± 25 до 382 ± 33 млн лет тому назад. В процессе подъема высокотемпературного кимберлитового расплава к дневной поверхности макрофенокристы циркона интенсивно взаимодействовали с эволюционирующим по составу расплавом, что привело к возникновению на них реакционных кайм разной толщины. Наиболее агрессивное влияние на циркон оказывал в малоглубинных условиях остаточный кимберлитовый расплав, обогащенный карбонатной составляющей, а также K, Ti, P, F, РЗЭ, Nb и другими несовместимыми элементами.

Протокимберлитовый расплав образовался при низкой степени частичного плавления изначально деплетированных, а затем метасоматизированных пироповых дунитов, гарцбургитов и бедных клинопироксеном лерцолитов, развитых в основании разреза верхней мантии на глубине 140–160 км. Многие ксенолиты и макрокристы минералов этих пород имеют признаки мантийного метасоматоза, который предшествовал кимберлитообразованию, а, возможно, и сопровождал его, обуславливая значительный привнос флюидов и несовместимых элементов.

Среди ксеногенных минералов из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки изредка встречаются субкальциевые высокочромистые пиропы, характерные для деплетированных гарцбургитов архейского возраста. Пиропы этого и других парагенезисов из изученных кимберлитов на диаграмме $Y/Ga - Zr/Y$, заимствованной из работы [16], попадают в поле пиропов из архейской мантии. Наличие таких пиропов свидетельствует о том, что в верхней мантии района развиты сильно истощенные архейские перидотиты. Если бы охарактеризованные выше цирконы имели ксеногенное происхождение и поступали в кимберлиты в результате дезинтеграции перидотитов архейской мантии, то они дали бы архейский возраст. Все приведенные выше датировки циркона соответствуют палеозою, а точнее ордовику (470–440 млн лет), силуру (440–417 млн лет), нижнему и среднему девону (417–382 млн лет). Таким образом, изученные цирконы из кимберлитов трубки и дайки можно считать интрателлурическими фенокристаллами.

Что же касается кайм на цирконах, то они имеют реакционную природу и возникли при воздействии на цирконы кимберлитового рас-

плава во время его движения к земной поверхности и связанной с этим сменой PT параметров и окислительного потенциала. Обогащенный MgO, K₂O, TiO₂, карбонатной составляющей и флюидами кимберлитового расплава активно реагировал с неустойчивыми в этих условиях интрателлурическими фенокристами цирконов, извлекая из последних SiO₂ и преобразуя их в бадделеит. За счет высвободившейся SiO₂ и компонентов кимберлитового расплава в промежутках между кристаллами бадделеита образовались оливин, диопсид, сферен, апатит и кальцит. Особенности состава этих новообразованных минералов позволяют заключить, что они кристаллизовались на малых глубинах при постоянном снижении температуры расплава и повышении его окислительного потенциала. Судя по величине отношения Ca/(Ca + Mg), температура образования диопсида составляла 750–850 °C. Примерно при такой же температуре происходила кристаллизация диопсида из основной массы кимберлитов Новоласпинской трубки и сопряженной с ней дайки. Процессы десиликации цирконов при реакции с кимберлитовым расплавом носили локальный характер. Продукты реакции обычно не перемещались за пределы реакционных кайм и существенно не влияли на изменение химического состава кимберлитового расплава в целом.

Циркониевые минералы, обнаруженные в составе основной массы (матрикса) кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки, образовались в малоглубинных условиях непосредственно из остаточного кимберлитового расплава, имеющего сравнительно высокую температуру и повышенную флюидонасыщенность. На раннем этапе существования остаточного кимберлитового расплава из него кристаллизовались сначала преимущественно оливин и флогопит, а позднее также цирконийсодержащие титаномагнетит и перовскит. Это привело к обеднению оставшегося расплава Si, Mg, Fe, K, Ti, Al, Cr, V, Ba, Na, F, РЗЭ и значительному обогащению его карбонатной составляющей, P, Sr и Mn. Такой расплав-флюид обладал высокой реакционной способностью и активно взаимодействовал с ранее выделившимися силикатами и оксидами, в результате чего они частично или полностью были замещены новообразованными минералами. В частности, перовскит в разной степени был замещен вначале сференом,

а потом Mn-ильменитом, а титаномагнетит — Mn-ильменитом. При этом содержащийся в них цирконий "сбрасывался" и за счет него происходило формирование оксидов циркония простого или сложного состава — бадделеита, реже кальциртита и еще реже — цирконолита. Поскольку содержание ZrO_2 в титаномагнетите и первовските обычно не превышало 0,5 %, а реакционные каймы по этим минералам имели в основном небольшую ширину, то количество циркония, высвободившегося из них и перешедшего в остаточный кимберлитовый расплав было достаточным лишь для образования отдельных микрокристаллов его оксидов. Последние чаще всего локализовались в непосредственной близости от одиночных кристаллов первовскита и титаномагнетита или их сростков.

Кроме того, незначительная часть циркония оставалась в остаточном карбонатитоподобном расплаве вплоть до начала образования из него такситовых выделений кальцита позднемагматического типа с повышенным содержанием стронция. В отдельных таких выделениях кальцита обнаружены сростки из более чем 10 микрокристаллов бадделеита.

Такой видится нам упрощенная модель формирования циркониевых минералов в основной массе кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки.

Выводы. Впервые в среднедевонских (по геологическим данным) кимберлитах Новоласпинской трубки и сопряженной с ней одноименной дайки из восточной части Приазовского мегаблока Украинского щита диагностированы и изучены циркон, бадделеит, кальциртит и цирконолит. Установлено, что все они образовались непосредственно из кимберлитового расплава, но на разных этапах его эволюции: циркон — на протомагматическом, бадделеит, кальциртит и цирконолит — на позднемагматическом. Изотопный возраст индивидуальных зерен циркона варьирует от 469 ± 25 до 382 ± 33 млн лет. По косвенным данным возраст бадделеита, кальциртита и цирконолита ожидается близким к 382 млн лет. Если это предположение будет подтверждено U-Pb датировками, то продолжительность существования кимберлитового очага в восточной части Приазовского мегаблока составляла до 80 млн лет и зарождение его произошло не в девоне, а в позднем ордовике.

Исследование цирконов из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки показало, что по внутреннему строению и составу они имеют большое сходство между собой. То же касается реакционных кайм на них, часто подобных даже в деталях. Близки или идентичны по морфологии и составу также кристаллы бадделеита, кальциртита, цирконолита и ассоциирующих с ними титаномагнетита и первовскита из основной массы кимберлитов. Это свидетельствует об однотипности механизмов их образования, важнейшими из которых являются кристаллизационное фракционирование кимберлитового расплава, а на этапе становления последнего кроме того автометасоматоз и десиликация. Сочетание этих процессов и обусловило специфику минерального состава основной массы кимберлитов, последовательность выделения и изменения минералов, их типохимические и другие особенности.

В образовании бадделеита, кальциртита и цирконолита большую роль сыграло реакционное взаимодействие циркона и цирконийсодержащих минералов (перовскита, в меньшей мере титаномагнетита и сфена) с обогащенным карбонатной составляющей и флюидами кимберлитовым расплавом на позднемагматическом этапе. Благодаря значительной вязкости этого расплава миграция высвободившегося циркония от его минералов-носителей была весьма ограниченной в пространстве.

Близость или идентичность морфологических и типохимических особенностей циркониевых минералов из кимберлитов Новоласпинской трубки и сопряженной с ней дайки мы рассматриваем как одно из важных свидетельств их происхождения из общего магматического очага.

1. Булах А.Г., Шевалевский И.Д. К минералогии и кристаллографии кальциртита из щелочных пород и карбонатитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1962. — Ч. 91, вып. 1. — С. 14—20.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Черенков В.Г., Черенкова А.Ф. Цирконсодержащие эклогиты из ксенолитов в кимберлитах // Там же. — 1987. — Ч. 116, вып. 6. — С. 721—732.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Мацюк С.С. и др. Первая находка цирконсодержащего ильменит-амфиболового пироксенита в кимберлитах // Там же. — 1990. — Ч. 119, вып. 4. — С. 23—31.
4. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989. — 430 с.

5. Жабин А.Г., Пудовкина З.В., Быкова А.В. Кальциртит из карбонатитов Гулинской интрузии ультраосновных пород в Полярной Сибири // Докл. АН СССР. — 1962. — **146**, № 6 — С. 1399—1400.
6. Илутин И.П., Козлов И.Т. Циркон в кимберлитах // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. — М. : Наука, 1970. — С. 254—266.
7. Красноваев А.А. Минералого-geoхимические особенности цирконов кимберлитов и вопросы их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1979. — № 8. — С. 85—96.
8. Маршинцев В.К. О находке бадделеита в кимберлитовых породах Якутии // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. — М. : Наука, 1970. — С. 247—253.
9. Панов Ю.Б. Типоморфные химические особенности индикаторных минералов из кимберлитов Приазовья // Наук. пр. Донец. нац. техн. ун-ту. Сер. гірн.-геол. — 2001. — Вип. 32. — С. 44—52.
10. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Особенности состава хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Приазовья // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 53—60.
11. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. РТ условия образования Ст-пиропов из кимберлитов Украинского щита // Докл. НАН Украины. — 2000. — № 3. — С. 137—143.
12. Панов Б.С., Панов Ю.Б., Гриффин В.Л. Хромдиопсид из кимберлитов Приазовского кристаллического массива Украинского щита // Там же. — 1999. — № 2. — С. 131—135.
13. Цымбал С.Н., Кременецкий А.А., Стрекозов С.Н., Бондаренко В.А. Возраст кимберлитов Приазовского геоблока Украинского щита (по геологическим и изотопным данным) // Щелочной магматизм и рудоносность Земли. — Киев, 2007. — С. 245—248.
14. Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А. и др. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и geoхимическая характеристика их источников // Петрология. — 2004. — **12**, № 2. — С. 159—175.
15. Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of Southern African kimberlitic zircons // Miner. Mag. — 1998. — **62** (3). — P. 355—366.
16. Boyd F.R., Gurney J.J. Diamonds and the African Lithosphere // Science. — 1986. — **232**. — P. 472—477.
17. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Revs in Mineralogy and Geochemistry. — 2003. — **53**, No 1. — P. 469—500.
18. Dawson J.B., Hill P.G., Kinny P.D. Mineral chemistry of a zircon-bearing, composite, veined and metasomatised upper-mantle peridotite xenolith from kimberlite // Contribs Mineral. and Petrol. — 2001. — **140**. — P. 720—733.
19. Kinny P.D., Meyer H.O.A. Zircons from the mantle : a new way to date old diamonds // J. Geol. — 1994. — **102**. — P. 475—481.
20. Kresten P., Fels P., Berggren G. Kimberlitic zircons — a possible aid in prospecting for kimberlites // Miner. Deposita. — 1975. — **10**. — P. 47—56.
21. Scatena-Wachel D.E., Jones A.P. Primary baddeleyite (ZrO_2) in kimberlite from Benfontein, South Africa // Miner. Mag. — 1984. — **48**. — P. 257—261.
22. Schärer U., Corfu F., Demaiffe D. U-Pb and Lu-Hf isotopes in baddeleyite and zircon megacrysts from the Mbuij-Mai kimberlite : Constraints on the subcontinental mantle // Chem. Geol. — 1997. — **143**. — P. 1—16.
23. Tsymbal S.N., Kremenetsky A.A., Sobolev V.B., Tsymbal Y.S. Zirconium minerals from kimberlites of Novolaspinsk pipe and associated dike (East Peri-Azovian) // Geochemistry of magmatic rocks : Abstr. of XXVII Intern. conf. School "Geochemistry of Alkaline rocks". — Moscow-Koktebel, 2010. — P. 201—202.

Поступила 13.01.2011

С.М. Цымбал, О.О. Кременецький,
В.Б. Соболев, Ю.С. Цымбал

**МИНЕРАЛИ ЦИРКОНІЮ ІЗ КІМБЕРЛІТІВ
НОВОЛАСПИНСЬКИХ ТРУБКИ І ДАЙКИ
(ПІВДЕННИЙ СХІД УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

Кімберліти належать до слюдистих різновидів діатремової та гіпабісальної фаций. Вік їх за геологічними даними середньодевонський. У них виявлені та вивчені циркон, баделейт, цирконоліт і кальциртит. Встановлено, що ці мінерали кристалізувались із кімберлітового розплаву на різних етапах його еволюції: циркон — на протомагматичному, баделейт, цирконоліт і кальциртит — на пізньомагматичному. Циркон за складом подібний до цирконів кімберлітового типу із інших регіонів. Для нього характерний низький вміст U, Th і РЗЕ, $HfO_2 = 1,2—1,8\%$, $\epsilon Hf = 8—10$. Ізотопний вік індивідуальних зерен циркону варіє від 469 ± 25 до 382 ± 33 млн рр. На це спирається висновок про те, що формування протокімберлітового розплаву і сингенетичного з ним циркону почалось у пізньому ордовіку, а вкорінення в земну кору відбулося у середньому девоні. На макрофенокристах цирконів поширені реакційні облямівки, складені мікрокристалами баделейту (переважають), олівіну, діопсиду, сферу, фторапатиту, кальциту. Наведено склад цих мінералів. Температура утворення діопсиду варіє від 850 до 750 °C. У основній масі кімберлітів виявлено мікроクリстиали баделейту, цирконоліту і кальциртиту. Вони утворилися внаслідок взаємодії залишкового кімберлітового розплаву-флюїду з виділеними раніше цирконіймісними перовськітом, титаномагнетитом та сфером і за рахунок вивільненого з них цирконію. Баделейт основної маси відрізняється від баделейту із реакційних облямівок на макроクリсталах циркону дешо вищим вмістом ZrO_2 , FeO і CaO, нижчим — HfO_2 , TiO_2 і РЗЕ, більшим значенням Zr/Hf та відсутністю залежності між FeO і TiO_2 . Наведено результати мікрозондового аналізу баделейту, цирконоліту і кальциртиту.

S.N. Tsymbal, A.A. Kremenetsky,
V.B. Sobolev, Yu.S. Tsymbal

ZIRCONIUM MINERALS FROM KIMBERLITES OF NOVOLASPINSK PIPE AND DIKE (SOUTH- EAST OF THE UKRAINIAN SHIELD)

Kimberlites are of micaceous variety. According to geological data they show Middle Devonian age. Such minerals as zircon, baddeleyite, zirconolite, calzirtite are found and studied in them. It is established, that they are crystallized from kimberlitic melt at different stages of its evolution. Zircon is crystallized at protomagmatic stage, but baddeleyite, zirconolite, calzirtite do at late magmatic stage.

Zircon is represented by grains of irregular shape up to 2–3 mm in size with reactionary rims along the edges. Its composition varies within (%): ZrO_2 – 64.7–66.3; SiO_2 – 32.0–32.7; HfO_2 – 1.2–1.8. Y_2O_3 (to 0.07 %), U (4–60 ppm), Th (1–42 ppm) and REE (11.3–37.5 ppm). $\text{Zr/Hf} = 31–46$, $\text{Th/U} = 0.25–0.70$ are established as admixtures. Among heavy REE Dy, Er and Yb are prevailed and Ce and Sm are among light REE. Value recalculated on zircon age is $\epsilon\text{Hf} = 8–10$. Ten individual grains of zircon (21 analyses) were dated by U-Pb method with using ionic microprobe *SHRIMP-II* method. Their age values range from 382 ± 33 to 469 ± 25 million years. These data testify that formation of protokimberlitic melt and zircons syngenetic to it has begun in Late Ordovician and melt emplacement in earth crust has occurred in Middle Devonian.

Reactionary rims on zircon phenocryst were formed as a result of interaction of these phenocryst with kimberlitic melt at late magmatic stage of its evolution. They are comprised by baddeleyite (prevailed), olivine, diopside, sphene, apatite and calcite. All these minerals have reactionary-magmatic origin.

Baddeleyite forms zoned microcrystals. In their central part ZrO_2 varies from 90.6 to 95.6 %, TiO_2 does from 1.6 to 6.2 %, and FeO from 0.2 to 0.8 %. Distinct inverse relations are observed between ZrO_2 and TiO_2 , ZrO_2 and FeO and direct relation between TiO_2 and FeO. $\text{HfO}_2 = 1.8–2.5$ %, $\text{Zr/Hf} = 33–42$. Often they have admixtures of

Ta_2O_5 (to 0.25 %), ThO_2 (to 0.08 %), Y_2O_3 (to 0.06 %), REE.

Olivine, according to the structure of its alteration products, was primarily forsterite.

Diopside is represented by low chromium variety with iron content from 6.2 to 15.8 %. Content of TiO_2 ranges from 0.07–0.15 to 1–2 %, Al_2O_3 from 0.01 to 0.78 %, Na_2O from 0.18 to 0.57 %, ZrO_2 from 0.1 to 0.8 %. Aluminum occurs in tetrahedral coordination. $\text{Ca/Ca} + \text{Mg} = 0.51–0.53$. The equilibrium temperature of diopside varies from 850 to 750 °C.

Sphene was crystallized later than diopside. The contents of mineral forming oxides are (%): $\text{CaO} = 27.5–27.9$; $\text{TiO}_2 = 34.1–35.6$; $\text{SiO}_2 = 30.1–31.5$. Among admixtures are established, %: FeO (0.6–2.5), V_2O_5 (0.20–0.55), Al_2O_3 (0.1–1.8), ZrO_2 (0.4–1.3), REE (0.2–0.5), Nb_2O_5 (to 0.45).

Apatite corresponds in composition to fluorine-apatite ($F = 2.0–3.1$ %) and show raised contents of SrO (0.6–1.3 %), ZrO_2 (0.4–0.8 %) and REE (to 1 %).

Calcite has such admixtures as SrO (0.75–0.90 %), BaO (to 0.4 %) and ZrO_2 (to 0.4 %).

In the ground mass of kimberlites micro phenocrysts of baddeleyite, zirconolite, calzirtite were established.

They were formed as a result of interaction of residual kimberlitic melt-fluid with earlier segregated zirconium bearing perovskite, titanium-magnetite and sphene at the expense of the zirconium released from them. Baddeleyite from ground mass differs from that one of reactionary rims formed on zircon macrocrysts by more high content of ZrO_2 , FeO and CaO , lower HfO_2 , TiO_2 , REE, large values of Zr/Hf and absence of any relation between FeO and TiO_2 . Calzirtite has following composition (%): $\text{ZrO}_2 = 66.6–69.9$; $\text{TiO}_2 = 13.8–16.9$; $\text{CaO} = 12.1–16.9$; $\text{HfO}_2 = 0.9–1.3$; $\text{FeO} = 0.6–1.6$; $\text{MgO} = 0.23–0.36$; $\text{Zr/Hf} = 45–69$. The composition of zirconolite varies within (%): $\text{ZrO}_2 = 42.8–48.1$; $\text{TiO}_2 = 34.3–36.4$; $\text{CaO} = 11.2–12.3$; $\text{FeO} = 5.5–6.0$; $\text{HfO}_2 = 0.60–0.77$; REE = 1.0–1.5; $\text{ThO}_2 = 0.4–0.5$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0.3–0.4$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0.17–0.35$; $\text{MgO} = 0.8–0.9$; $\text{SiO}_2 = 0.1–0.2$; $\text{Zr/Hf} = 49–62$.

УДК 549.211:548.4:548.75

В.А. Петровский¹, Е.А. Васильев², В.П. Лютоев¹,
В.И. Силаев¹, А.В. Козлов², А.Е. Сухарев¹, М. Мартинс³

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, Россия, ул. Первомайская, 54
E-mail: Vlutoev@geo.komisc.ru

² Санкт-Петербургский государственный горный институт
им. Г.В. Плеханова (Технический университет)
199106, г. Санкт-Петербург, Россия, Васильевский о-в, 21 линия, 2

³ Федеральный университет шт. Минас Жерайс, Бразилия

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРОСКОПИИ БРАЗИЛЬСКИХ АЛМАЗОВ

Обсуждаются результаты комплексного спектроскопического исследования кривогранных алмазов из бразильских месторождений. Приведены оценки степени агрегации в них структурных дефектов и температуры начала кристаллизации. Полученные данные сопоставлены с данными по кимберлитовым алмазам из Архангельской и Якутской алмазоносных провинций.

Вступление. После открытия в алмазах структурных дефектов, обусловленных, прежде всего, примесью азота [9, 14, 16, 17, 22], спектроскопические свойства стали едва ли не важнейшим источником генетической информации об этих минералах [1, 6, 7, 10]. Было установлено, что к основным азотным центрам в алмазах относятся *C*-, *A*- и *B1*-дефекты, определяемые по спектрам ИК-поглощения. Из них к собственно ростовым по происхождению относятся лишь точечные замещения атомов углерода азотом (*C*-дефекты), агрегатизирующиеся при геологически длительном пребывании кристаллов в мантийных условиях в пары соседних атомов азота (*A*-дефекты). В дальнейшем объединение *A*-дефектов приводит к образованию *B1*-центров, состоящих из четырех атомов азота и вакансии углерода. Появившиеся в результате этого интерстициальные атомы углерода стягиваются в плоскостях (100) в сложные азотсодержащие планарные образования нано-микрометрового размера, известные как *B2*-центры или плейтетес, идентифицируемые по полосе ИК-пог-

лощения в диапазоне 1360—1380 см^{−1} [26]. В соответствии с другой моделью *B2*-дефекты рассматриваются как двухслойные пластинчатые сегрегации только атомов азота, возникшие в результате объединения *C*-, *A*- и *B1*-дефектов [17]. По ряду причин в настоящее время предпочтение в основном отдают первой модели [8]. Упомянутые выше основные азотные дефекты, в свою очередь, порождают множество производных дефектов, проявляющихся как парамагнитные центры, центры люминесценции и оптического поглощения.

В настоящее время существует громадный фонд экспериментальных данных о композициях структурных дефектов в алмазах различного происхождения, в значительной степени обеспеченный именно российскими и украинскими специалистами: Г.Б. Бокилем, Е.В. Соболевым, М.И. Самойловичем, З.В. Бартшинским, Р.М. Минеевой, Ф.В. Каминским, Ю.А. Клюевым, К.П. Аргуновым и др. Однако этот фонд на 70—80 %, а, возможно, и более состоит из результатов изучения плоскогранных кимберлитовых алмазов. Сведения о люминесцентной спектроскопии окружных алмазов бразильско-уральского типа, включая и алмазы из собственно бразильских месторож-

© В.А. ПЕТРОВСКИЙ, Е.А. ВАСИЛЬЕВ,
В.П. ЛЮТОЕВ, В.И. СИЛАЕВ, А.В. КОЗЛОВ,
А.Е. СУХАРЕВ, М. МАРТИНС, 2011

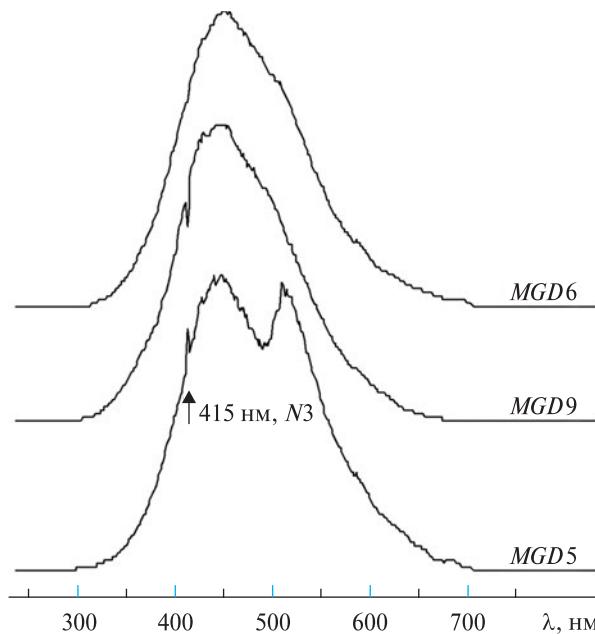


Рис. 1. Основные типы спектров рентгенолюминесценции бразильских алмазов

Fig. 1. Characteristic spectra of X-ray excited luminescence of Brazilian diamonds

дений, пока еще редки и малопредставительны [11, 20, 21, 23, 24]. На таком фоне полученные нами данные о рентгено- и фотолюминесценции, спектрах ЭПР и ИК-поглощения алмазов из россыпей двух важнейших в Бразилии алмазоносных территорий не могут не представлять значительного интереса.

Предварительные данные. В спектрах ЭПР (радиоспектрометр *SE/X-2547, RadioPAN*) исследованных нами десяти крупных бразильских алмазов линии агрегатных центров *P2* (три замещающих углерод атома азота и вакансия) сильно преобладают над линиями точечных центров *P1* (одиночные замещающие атомы азота — *C*-дефекты), т. е. структурный азот в этих минералах присутствует в основном в виде агрегаций. Спектры рентгенолюминесценции тех же алмазов были получены Ю.В. Глуховым в диапазоне 230—800 нм при комнатной температуре с использованием рентгеновского аппарата УРС-1.0, монохроматора *AAS-1*. Во всех РЛ-спектрах (рис. 1) была зафиксирована доминирующая *A*-полоса рекомбинационного свечения с максимумом в области 450 нм, сильно варьирующая по интенсивности от 30 до 500 у. е. Как известно, эта полоса обусловливается возбуждением сегрегированных азотных дефектов. Срезание ее коротковолнового крыла линией 415 нм го-

ворит о реабсорбции на центрах системы *N3* (*P2*-центры ЭПР, производные *B1*-дефектов). Иногда спектр излучения на таких центрах проявляется лучше, отчетливо накладываясь на основную полосу люминесценции. В некоторых спектрах РЛ в желто-зеленой области наблюдается либо изгиб длинноволнового крыла *A*-полосы, либо дополнительная полоса с максимумом 500—520 нм. Все это обычно приписывается излучению на центрах систем *H3* (производные *A*-дефектов) и *H4* (производные *B1*-дефектов).

Спектры фотолюминесценции для нескольких уральских и десяти бразильских округлых алмазов были получены С.И. Исаенко при температуре образца около 80 К с использованием монохроматора *SPM-2* и возбуждающего излучения с $\lambda = 365$ нм ртутной лампы ДРШ-250. В спектрах проявились две основные полосы свечения в интервалах 400—490 и 490—570 нм (рис. 2). Коротковолновая полоса обусловлена голубым излучением на центрах системы *N3* — бесфононная линия 415,5 нм и фононные ее повторения при 428,7, 438,8, 451 нм. Длинноволновая полоса образована линиями желто-зеленого излучения на центрах систем *H3* и *H4*. При этом центрам *H3* отвечают бесфононная линия 503,2 нм и фононные повторения при 512,3, 520,1 нм и др., а центрам *H4* — бесфононная линия 496 нм. Соотношение упомянутых полос варьируется в широких переделах — от резкого преобладания коротковолновой до доминирования длинноволновой. В одном спектре была зафиксирована широкая неструктурированная полоса в области 550—700 нм, отвечающая за красное свечение. Считается, что она обусловлена центрами деформационной природы [12].

Методика и объекты ИК-спектроскопического исследования. Спектры ИК-поглощения были зарегистрированы в проходящем свете на микроскопе *Hyperion 1000*, совмещенном с Фурье спектрометром *VERTEX-70, Bruker*. Заданная локальность исследования составляла 100 мкм, однако при апертуре объектива около 30 градусов область регистрации спектра в конкретном кристалле определялась и его толщиной. Для изучения выбирались наиболее прозрачные участки кристаллов, для округлых форм — их центральные части. По возможности регистрировали несколько спектров разных участков кристалла, например, центра и краев. Данные получались после усреднения

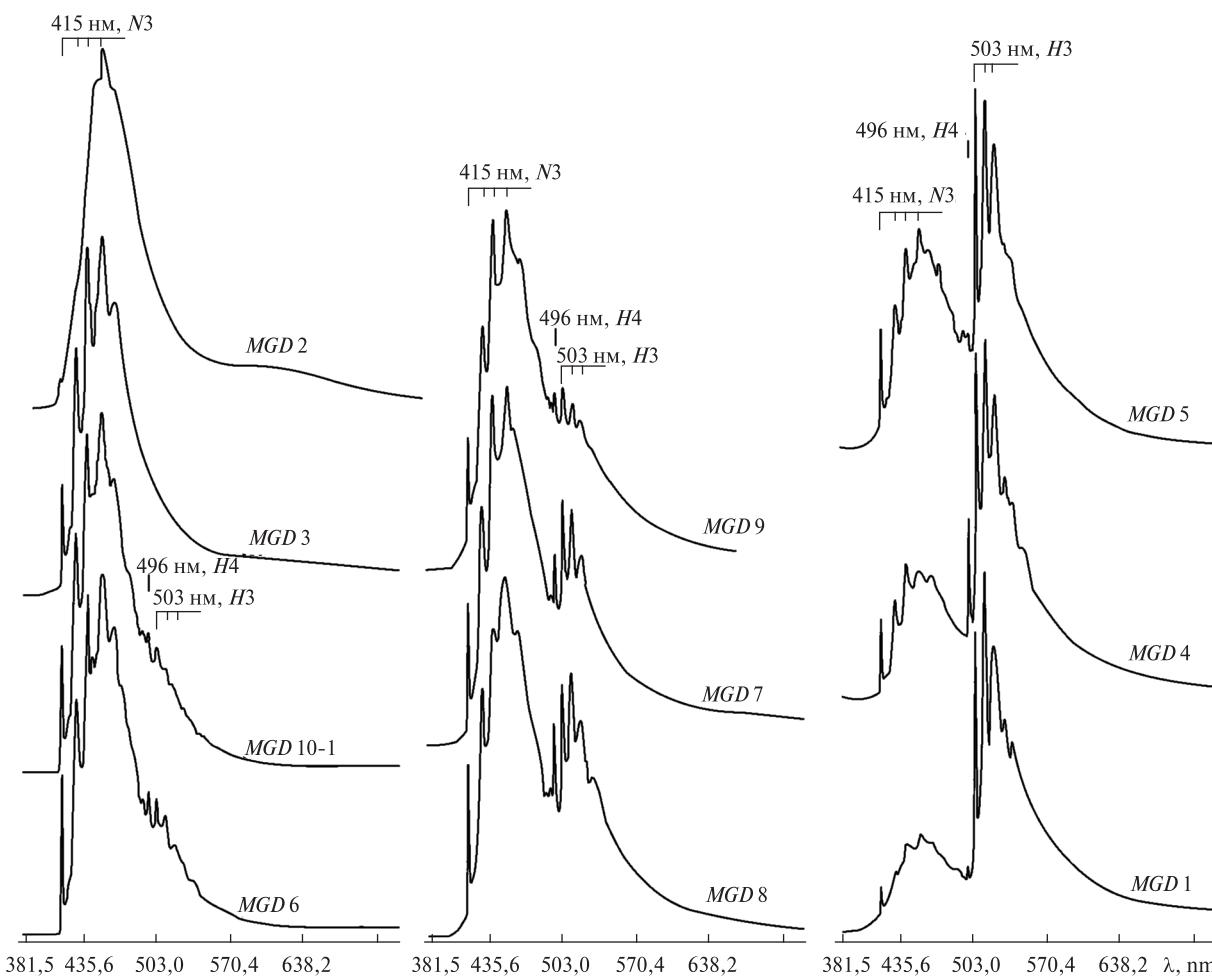


Рис. 2. Типичные спектры фотолюминесценции бразильских алмазов. Приведены в последовательности снижения интенсивности излучения на центрах системы N3 и возрастания интенсивности излучения на центрах систем H3 и H4

Fig. 2. Typical photoluminescence spectra of Brazilian diamonds. The spectra are assembled in succession of decreasing of N3-system emission and increasing of H3-, H4-system emission

32–500 сканов (в зависимости от формы и прозрачности образцов). Достигнутое разрешение 4 см^{-1} было достаточным для достоверной регистрации и оценки по интенсивности полос поглощения на основных азотных дефектах — A, B1, а также B2. Полосы C-дефектов в ИК-спектрах изученных кристаллов не проявились.

Полученные спектры ИК-поглощения были нормированы на толщину кристалла 1 см по двух- и трехфононному поглощению таким образом, чтобы коэффициент поглощения при частотах 2030, 2490 и 4000 см^{-1} составлял, соответственно, 12,5, 4,6 и 0 см^{-1} (рис. 3). Для характеристики B2-дефектов были определены положение максимума их ИК-полосы в диапазоне $1360\text{--}1380 \text{ см}^{-1}$ и коэффициент соответствующего поглощения. Выделение вкла-

да индивидуальных систем поглощения на A и B1 дефектах проводилось с помощью программы, использующей эталонные спектры. Концентрации азота, приходящегося на конкретные дефекты, получались по уравнениям коэффициентов пропорциональности [18, 19]: N_A (ат. %) = $0,00165 \alpha_{1282}^A (\text{см}^{-1})$ и N_{B1} (ат. %) = $= 0,0079 \alpha_{1282}^{B1} (\text{см}^{-1})$, в которых α_{1282}^A и α_{1282}^{B1} — коэффициенты поглощения при 1282 см^{-1} на, соответственно, A- и B1-дефектах. Степень агрегации азота определялась в соответствии с [25] как процентная доля концентрации азота в форме B1-дефектов от его суммарной концентрации в формах A- и B1-дефектов: $\% B1 = = 100 N_{B1} / (N_A + N_{B1})$. Относительная погрешность определения этих коэффициентов не превышала 10 %, несколько колеблясь в зависимости от формы, толщины образцов и на-

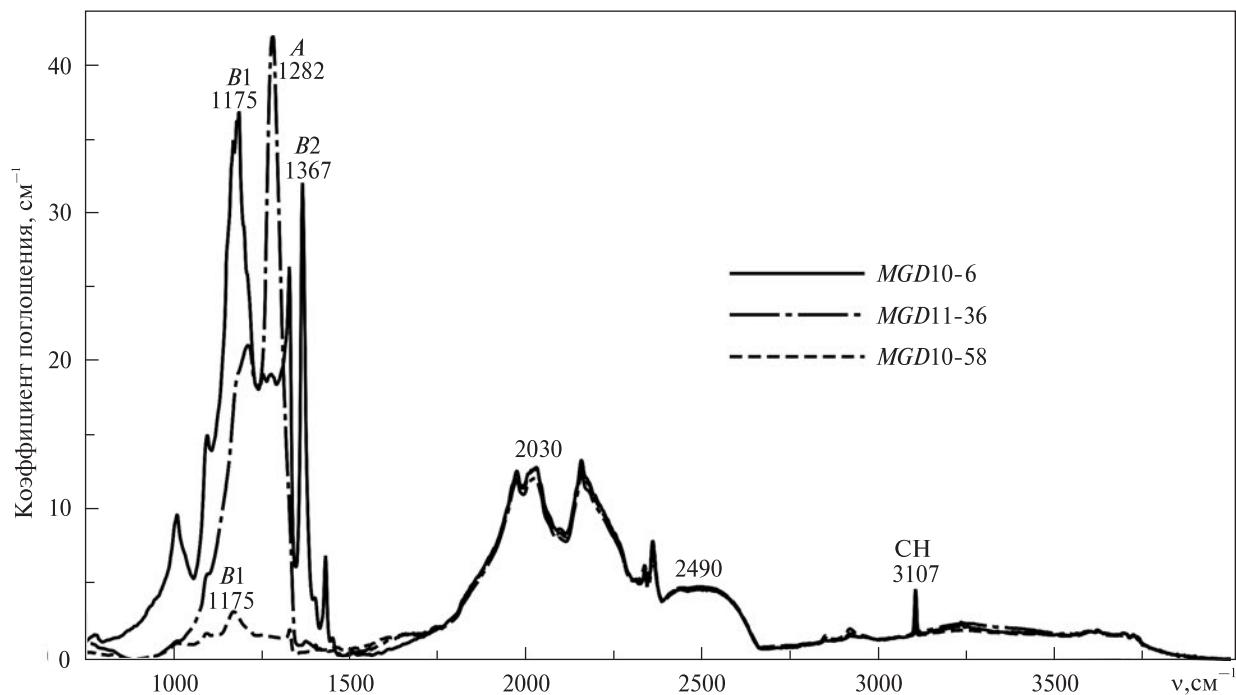


Рис. 3. Типичные спектры ИК-поглощения алмазов в области проявления азотных дефектов: обр. MGD 10-58 и MGD 10-6 — примесный азот в формах B1- и B2-дефектов (степень агрегации B1 = 100 %); обр. MGD 11-36 — примесный азот в форме A-дефектов (B1 = 13 %). Для калибровки коэффициентов поглощения использованы полосы в диапазоне 1600—2700 см⁻¹, обусловленные собственным двухфононным поглощением решетки алмаза

Fig. 3. Spectra of IR-absorption of diamonds in the spectral region of vibration bands of nitrogen defects: samples MGD 10-58 and MGD 10-6 — impurity nitrogen in form of B1-, B2-defects (aggregation stage B1 = 100 %); sample MGD 11-36 — impurity nitrogen in form of A-defects (B1 = 13 %). The bands of two-phonon IR-absorption of diamond lattice in the region of 1600—2700 cm⁻¹ were used for calibration of absorption coefficients of the impurity-related bands

личия в них включений. Погрешность определения общей концентрации азота ($N = N_A + N_{B1}$) и степени агрегации его атомов в форме B1 достигала 20 %.

В области 3000—4000 см⁻¹, где проявляется собственное трехфононное поглощение алмаза, регистрируются широкие плохо структурированные полосы. Они могут иметь также ксеногенное происхождение, обусловливаясь примазками на поверхности алмазных кристаллов глинистых минералов, гидроксидов железа, а также сорбированными на стенках микротрещин водными группами. Почти во всех полученных нами ИК-спектрах на фоне широких малоинтенсивных полос выделяется узкая одиночная линия 3107 см⁻¹ (рис. 3), отражающая валентные колебания химической связи в CH-группах, хемосорбированных на поверхности внутренних октаэдрических межропустот алмаза [13]. Отметим, что интенсивность упомянутой линии вследствие ее малой ширины (около 5 см⁻¹) при спектральном разрешении 4 см⁻¹ занижается примерно вдвое относительно истинного значения.

Результаты исследований. Зарегистрированы спектры поглощения в 128 кристаллах размером $-4 + 2$ и $-2 + 1$ мм из россыпей бассейна р. Макаубас (шт. Минас Жерайс) и 50 кристаллов размером $-2 + 1$ мм из района Жуина (шт. Мато-Гроссу). Подавляющее число изученных нами бразильских алмазов оптически прозрачны. Исключение составили лишь четыре алмаза (MGD 10/22, MGD 10/21, MGD 11/24, MGD 11/25) с очень интенсивной зеленой окраской, имеющей, вероятно, радиационное происхождение.

В целом кристаллы характеризуются довольно высокой концентрацией примесных атомов азота (азотностью) и высокой степенью их агрегации. Для большей части алмазов проявляется прямая корреляция концентрации дефектов B2 с общим содержанием структурного азота в формах A + B1 и с содержанием дефектов B1 (рис. 4). Согласно Г.С. Вудсу [26], такая популяция алмазов относится к "упорядоченному" типу кристаллов, в которых образование B1-центров сопровождается формированием за счет высвобождающегося меж-

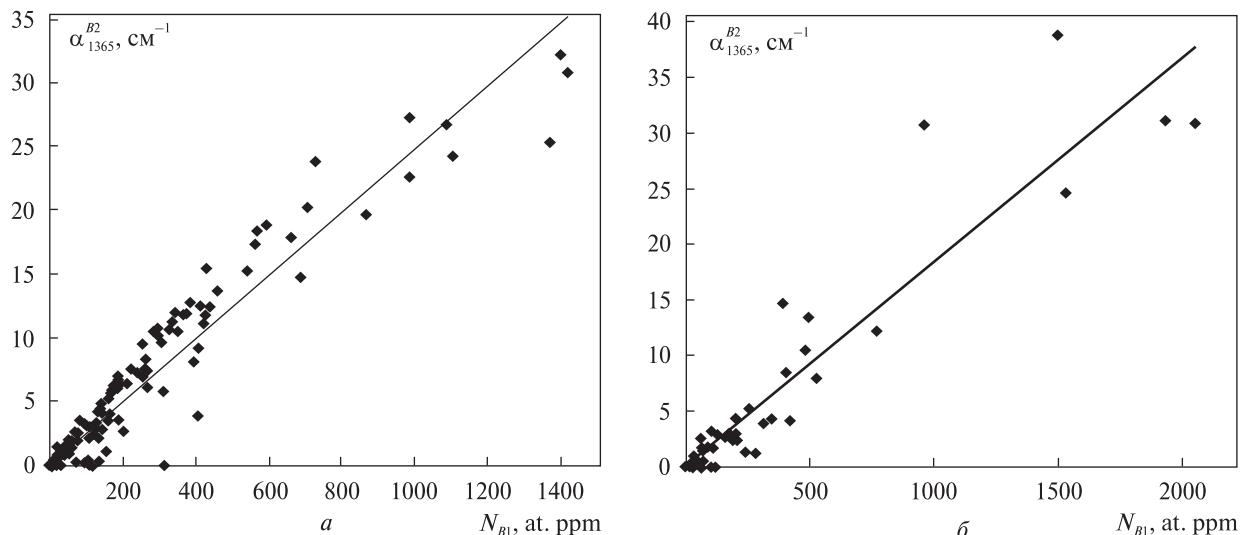


Рис. 4. Корреляция концентраций примеси азота в форме структурных дефектов $B1$ и коэффициента поглощения на $B2$ -дефектах (α_{1365}^{B2}) в бразильских алмазах: a — бассейн р. Макаубас; b — район Жуина

Fig. 4. Correlation between concentrations of impurity nitrogen in form of $B1$ structural defects: and absorption coefficient (α_{1365}^{B2}) of $B2$ -defects in Brazilian diamonds: a — the river Macaubas basin; b — Juina area

доузельного углерода планарных $B2$ -дефектов. Однако в некоторых изученных нами кристаллах было зафиксировано относительно низкое содержание плейтелец, что можно объяснить их деградацией вследствие перехода в дислокационные петли и пустоты.

В ИК-спектрах бразильских алмазов типичное положение максимума полосы $B2$ -дефектов приходится на $1366,5\text{ см}^{-1}$, что соответствует линейным размерам большей части плейтелец в $70\text{--}80\text{ нм}$ (рис. 5). Согласно полученным результатам, содержание таких дефектов в алмазах из бассейна р. Макаубас отвечает коэффициентам поглощения в их ИК-полосе от 0 до 32 см^{-1} при среднем значении в $7,0\text{ см}^{-1}$. Аналогичные значения были получены и для алмазов из района Жуина — от 0 до 39 см^{-1} при среднем значении 5,6. Верхний предел примесного азота в составе $B2$ -дефектов может быть оценен в предположении исключительно азотной природы плейтелец по [17]. Пересчет коэффициентов поглощения на атомную концентрацию азота с использованием соотношения $N_{B2}\text{ат. \%} = 0,002\alpha_{1365}^{B2}\text{ см}^{-1}$, предложенного для данной модели дефектов в работе [13], приводит к выводу о том, что в изученных кристаллах в составе $B2$ -дефектов может находиться до 20 % примесного азота.

Коэффициент поглощения на водородных центрах в полосе 3107 см^{-1} в алмазах из россыпей бассейна р. Макаубас колеблется от



Рис. 5. Частота встречаемости положений (см^{-1}) максимума ИК-поглощения на дефектах $B2$ в бразильских алмазах: 1 — бассейн р. Макаубас; 2 — район Жуина

Fig. 5. Strip diagram of spectral position (cm^{-1}) of maximum of IR-absorption of $B2$ -defects in Brazilian diamonds: 1 — the river Macaubas basin; 2 — Juina area

0 до $3,5\text{ см}^{-1}$, составляя в среднем 0,5. В кристаллах из района Жуина эти значения заметно выше: $0,03\text{--}11,4\text{ см}^{-1}$ при среднем значении 1,9. Как известно, такие центры в алмазах прямо коррелируются с $B1$ -дефектами, что расценивается как доказательство совместного участия азота и водорода в мантийном минералообразовании [2, 3]. Однако в исследованных нами коллекциях алмазов такая зависимость проявляется нечетко, возможно, по

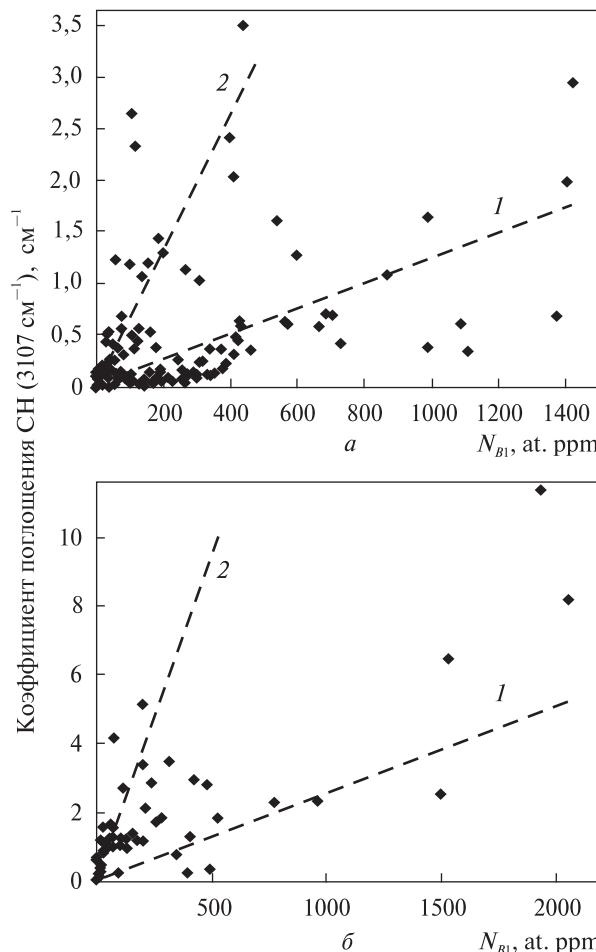


Рис. 6. Два варианта корреляции в бразильских алмазах интенсивности поглощения на водородных центрах с концентрацией азота в форме дефекта B1 — с малым (1) и большим (2) коэффициентами регрессии: а — бассейн р. Макаубас; б — район Жуина

Fig. 6. Two modes of correlation of intensities of absorption of hydrogen centers and concentration of nitrogen in B1-form with small (1) and large (2) regression coefficients: а — the river Macaubas basin; б — Juina area

причине реализации не одной, а двух прямых зависимостей между концентрацией азота в форме B1 и количеством H-центров (рис. 6). Нами установлено, что водородных центров в алмазах из района Жуина больше именно в тех алмазах, в которых выше содержание дефектов B2 (коэффициент корреляции 0,6 при $n = 51$). В алмазах из россыпей бассейна р. Макаубас, характеризующихся более низким содержанием водородных дефектов, такая корреляция не проявлена. Из этого мы делаем вывод, что образование H-центров в исследованных алмазах произошло не только за счет дефектов B1, но и при купировании протонами оборванных C—C связей на границах пла-

нальных дефектов. Именно поэтому точки на рис. 6 распались на две группы, отражающие относительно низкую и высокую степень протонизации в зависимости от содержания в алмазах планальных дефектов.

В исследованных нами алмазах из россыпей бассейна р. Макаубас установлен широкий диапазон значений суммарной концентрации азота в A- и B1-дефектах и степени его агрегации (% B1), что отчетливо проявляется на соответствующих диаграммах (рис. 7). Последние обычно используются для оценки термодинамических параметров пребывания алмазов в мантии. Нами использован вариант диаграммы У. Тейлора [25] с изотермами, соответствующими пребыванию алмазов в мантии в течение 3 млрд лет, с помощью которого ранее были проанализированы алмазы из речных россыпей из района Жуина [21, 23]. Полученные новые данные показывают, что значимых различий между изученными пробами не имеется, контрастного обособления кристаллов на диаграммах также не происходит. В целом доля алмазов со значением B1 более 90 % составляет 0,12, а со значением менее 20 % — 0,13. Доминируют, следовательно, камни со значением этой характеристики около 50 %. Средняя величина общей концентрации примесного азота оценивается в 500 ppm. Доля кристаллов с N менее 100 ppm составляет 0,24, более 600 ppm — 0,35. При всей стохастичности распределения по концентрации азота и степени его агрегации алмазы из бассейна р. Макаубас все же можно подразделить на несколько статистических флюктуаций: 1 — среднеазотную с началом кристаллизации ближе к 1150 °C; 2 — высокоазотную с началом кристаллизации при 1100—1150 °C; 3 — высоко- и среднеазотную с началом кристаллизации ближе к 1150 °C; 4 — высоко- и среднеазотную с началом кристаллизации около 1200 °C. В целом алмазы из бассейна р. Макаубас характеризуются средней степенью агрегации азота, превышающей таковую в алмазах Архангельской провинции и примерно совпадающей со степенью агрегации азота в кимберлитовых алмазах Якутской провинции. Следует отметить, что полученные нами результаты заметно расходятся с ранее опубликованными данными, согласно которым в алмазах бассейна р. Макаубас средние значения N и % B1 составляют, соответственно, только 370 ppm и 17 % [20], что соответствует заме-

но более низкой степени агрегации структурной примеси азота.

В коллекции из района Жуина доля алмазов с высокой степенью агрегации азотных дефектов увеличивается до 0,34, а доля кристаллов с очень низкой степенью агрегации не превышает 0,10. Остальная часть выборки равномерно распределена по интервалу промежуточных значений этой характеристики. Среднее значение общей концентрации азота достигает 390 ppm, доля кристаллов $N < 100$ ppm оценивается в 0,36. Точки алмазов из района Жуина на диаграмме $\% B1 - N$ тоже широко рассеяны, но при этом их совокупное поле в сравнении с полем точек алмазов из бассейна Макаубас явно сдвинуто в сторону больших значений степени агрегации азота. Среди алмазов района Жуина можно выделить следующие статистические флуктуации: 1 — высоко- и среднеазотную относительно низкотемпературную ($1100-1150$ °C), статистически похожую на вторую флуктуацию в коллекции алмазов из бассейна р. Макаубас; 2 — средне- и низкоазотную с началом кристаллизации $1100-1150$ °C; 3 — высоко- и среднеазотную с началом кристаллизации $1200-1250$ °C; 4 — низкоазотную с температурой начала кристаллизации $1250-1300$ °C. Именно последняя флуктуация, вероятно, и соответствует ранее полученным данным по предположительно кимберлитовым алмазам района Жуина [21]. В целом полученные нами для района Жуина результаты тоже заметно отличаются от имеющихся в литературе данных, во-первых, большим значением N , во-вторых, наличием значительного количества низких и средних значений степени агрегации азота. Последнее, возможно, говорит о гетерогенности алмазов в изученной нами жуинской коллекции.

Выводы. Результаты проведенных исследований указывают на принципиальные отличия бразильских алмазов от кимберлитовых камней. Большинство изученных нами кристаллов относится к подтипу IaB1, не характерному для кимберлитовых трубок [4], имеют очень широкие вариации параметров ИК-поглощения, обладают высокой концентрацией планарных дефектов B2 — в среднем на уровне 20 % от общей концентрации структурного азота. Последнее весьма значительно превышает относительную концентрацию плейтетов в кимберлитовых алмазах, особенно в преобладающих среди них плоскогран-

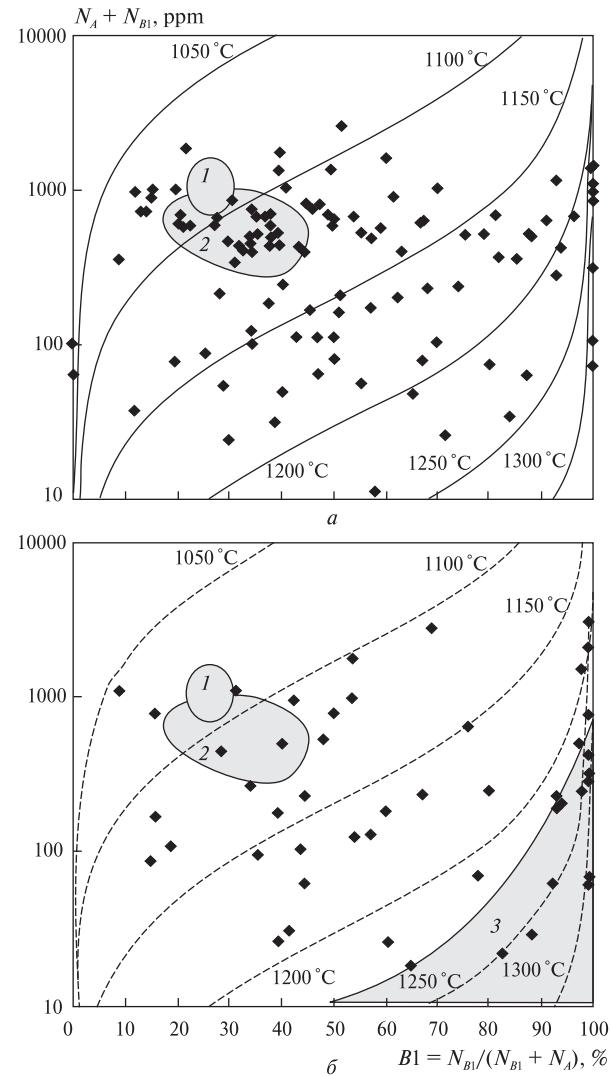


Рис. 7. $B-N$ параметры алмазов из бассейна р. Макаубас (а) и района Жуина (б). Очерченные поля 1—3 — экспертные оценки для кимберлитовых алмазов из Архангельской (1), Якутской (2) провинций, района Жуина (3) по [28, 30]. Температурные изолинии соответствуют времени пребывания алмазов в мантийных условиях 3 млрд лет

Fig. 7. $B-N$ parameters of diamonds from the river Ma-kaubas basin (a) and Juina area (b). Marked fields 1—3 are expert estimations for kimberlite diamonds from Arkhangelsk (1), Yakutia (2), Juina (3) according to [28, 30]. Thermal isolines correspond to 3000 Ma mantle residence of diamonds

ных октаэдрических кристаллах [3]. Следует отметить и заметно больший в бразильских алмазах размер B2-дефектов, превышающий таковой, например, в якутских кимберлитовых алмазах [5] в среднем на 15—30 %. Установленный нами в бразильских алмазах уровень агрегации азотных дефектов может свидетельствовать о начальной температуре их

кристаллизации в 1150–1200 °С и весьма значительной длительности отжига. Еще одна особенность бразильских алмазов — их обогащение водородными центрами, повышение концентрации которых, вероятно, связано с массовым образованием именно планарных дефектов. Кроме того, во всех изученных бразильских алмазах установлены центры систем $H3$ и $H4$, часто преобладающие над центрами системы $N3$, что свойственно и для округлых уральских алмазов [15], но не типично для алмазов из кимберлитов. Как уже отмечалось выше, центры H -систем — это производные от A - и $B1$ -дефектов, образующихся в условиях высокой температуры, сильных пластических деформаций и естественной радиации.

Вся картина вариации спектроскопических свойств бразильских алмазов свидетельствует об их мантийном происхождении и образовании в неустойчивой термодинамической обстановке. Наиболее аномальными в ряду исследованных нами алмазов оказались алмазы из района Жуина, часть из которых (низкоазотные с максимальной степенью агрегации) может иметь астеносферное происхождение, т. е. могла образоваться на экстремальной глубине более 200 км [7].

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 27 (09-Р-5-1028) и ОНЗ РАН (09-С-5-1022), федеральной целевой программы "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" на 2009–2013 гг., а также гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ НШ 7198.2010.5.

1. Аргунов К.П. Дефектные алмазы и их диагностика. — Якутск : ЯФ ГУ "Изд-во СО РАН", 2004. — 216 с.
2. Блинова Г.К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. — 1987. — 294, № 4. — С. 868–871.
3. Блинова Г.К. Распределение структурных примесей в алмазах различного генезиса // Там же. — 1989. — 304, № 1. — С. 184–186.
4. Богуш И.Н., Васильев Е.А., Помазанский Б.С. и др. Сравнение алмазов типа IaB1 из некоторых месторождений Якутии и Бразилии // Кристаллогенезис и минералогия : Материалы II Междунар. конф. — СПб., 2007. — С. 230–232.
5. Богуш И.Н., Ротман А.Я., Ковальчук О.Е. и др. Физические свойства и примесный состав алмазов : новые возможности углубленного изучения // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. — С. 1499–1520.
6. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. — М. : Наука, 1986. — 222 с.

7. Васильев Е.А. Планарные оптически активные центры алмазов как индикаторы условий алмазообразования : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — СПб., 2007. — 20 с.
8. Васильев Е.А., Иванов-Омский В.И., Богуш И.Н. Проявление межузельного углерода в спектрах поглощения природных алмазов // Журн. техн. физики. — 2005. — 31, № 6. — С. 38–41.
9. Клюев Ю.А. Интенсивность полос в ИК-спектре поглощения природных алмазов // Алмазы. — 1971. — № 6. — С. 9–12.
10. Клюев Ю.А., Дуденков Ю.А., Непша В.М. Некоторые особенности условий образования алмазов по формам их роста и распределению примесных оптически активных центров // Геохимия. — 1973. — № 7. — С. 1029–1036.
11. Петровский В.А., Ракин В.И., Карфункель И. и др. Алмазы современных россыпей в бассейне реки Макаубас (Бразилия) // Сыктывкар. минерал. сб. — 2003. — № 33. — С. 13–40.
12. Плотникова С.П., Клюев Ю.А., Парфянович К.А. Длинноволновая фотолюминесценция природных алмазов // Минерал. журн. — 1980. — 2, № 4. — С. 75–80.
13. Природные алмазы России. — М. : Полярон, 1997. — 304 с.
14. Самойлович М.И., Бутузов В.П., Безруков Г.Н. Исследование вхождения структурной примеси азота в кристаллы синтетического алмаза // Синтет. алмазы. — 1970. — № 2. — С. 30–34.
15. Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И. и др. Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. — Сыктывкар : Геопринт, 2004. — 114 с.
16. Соболев Е.В. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. — Новосибирск : Наука, 1978. — С. 245–255.
17. Соболев Е.В., Ленская С.В., Лисойван В.И. О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // Журн. структур. химии. — 1968. — 9, № 6. — С. 29–33.
18. Boyd S.R. et al. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B. — 1994. — 69. — P. 1149–1153.
19. Boyd S.R. et al. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Ibid. — 1995. — 72. — P. 351–361.
20. Chaves A.O. et al. Nitrogen centres and mineral inclusions of diamonds from Minas Gerais (Brazil) as revealed by vibrational spectroscopy // II South Amer. Symp. on diamond geology. — 2005. — P. 43–48.
21. Hayman P., Kopylova M., Kaminsky F.V. Alluvial diamonds from the Rio Soriso (Juina, Brazil) // Ext. abstr. 8 Int. Kimberlite Conference. — 2003. — P. art FLA_0320.
22. Kaiser W., Bond W. Nitrogen, a major impurity in common type I diamond // Phys. Rev. — 1959. — 115. — P. 857.
23. Kaminsky F.V., Khachatrian G.K. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond as revealed

- by infrared absorption data // Can. Miner. — 2001. — **39.** — P. 1733—1745.
24. Karfunkel J., Martins M., Scholz R. et al. Diamonds from the Macaubas river basin (MG, Brazil) : characteristics and possible source // Rev. Brazil. Geoscienc. — 2001. — **31.** — P. 445—450.
25. Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australian diamonds : Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // Amer. Miner. — 1990. — **75.** — P. 1290—1310.
26. Woods G.S. Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds // Proc. Roy. Soc. London. A. — 1986. — **407.** — P. 219—238.

Поступила 05.10.2010

*В.О. Петровський, Є.О. Васильєв, В.П. Лютосев,
В.І. Сілаєв, О.В. Козлов, О.Є. Сухарев, М. Мартинс*

ОСОБЛИВОСТІ СПЕКТРОСКОПІЇ БРАЗИЛЬСЬКИХ АЛМАЗІВ

Обговорюються результати комплексного спектроскопічного дослідження кривогранних алмазів із бразильських родовищ. Наведено оцінки ступеня агрегації в них структурних дефектів і температури початку кристалізації. Отримані дані зіставлені з даними щодо кімберлітових алмазів Архангельської та Якутської алмазоносних провінцій.

*V.A. Petrovsky, E.A. Vasilyev, V.P. Lutoev,
V.I. Silaev, A.V. Kozlov, A.E. Sukharev, M. Martins*

PECULIARITIES OF SPECTROSCOPY OF THE BRAZILIAN DIAMONDS

Collection of diamonds from the river Macaubas basin (state Minas Gerais) includes 122 crystals. 17 % of crystals have curvilinear surface of the primary dissolving, 65 % of crystals have the post-regeneration relief with curvilinear surface of secondary dissolving, and 18 % of crystals bear indices of mechanical erosion. The river Macaubas diamonds are uniformly distributed by total nitrogen concentration ($N = N_A + N_{B1}$) and nitrogen aggregation stage (% $B1$). There were not revealed any significant differences between selections of crystals from different spots along the river Macaubas. Despite the wide variations of defined

parameters, no isolated groups of crystals were detected also. Their part with the % $B1$ value more than 90 % is 0.12, and with the value lesser than 20 % — 0.13; the average value of this parameter is 50 %. Share of crystals with N lesser than 100 ppm makes 24 %, crystals with N more than 600 ppm — 35 %, the mean value of this parameter fixed at 500 ppm. The average coefficient of the platelets absorption band (α_{B2}) for this selection is 6.8 cm^{-1} , the average value of the band maximum position is 1366 cm^{-1} , the absorption coefficient of the band 3107 cm^{-1} is 0.5 cm^{-1} ; for crystals with high aggregation stage the same parameters make 18.5 cm^{-1} , 1364.5 cm^{-1} and 1.2 cm^{-1} . Among crystals with high aggregation degree, the high nitrogen-containing ones are characterised by the proportionality N_{B1} and N_{B2} . In the low-nitrogen crystals the $B2$ IR-band is absent or, if present, is quite below its possible value. Also was investigated collection of diamonds from Juina area (state Mato Grossu). It includes 55 crystals of $-2 + 1 \text{ mm}$ size. They are represented by chips and splinters with fragments of rounded natural surface (18 %), by rounded chips and splinters (14 %), fresh splinters (24 %), rounded intergrowths and polycrystals saturated with gray inclusions (44 %). Collection from Juina area, as compared with diamonds from the Macaubas river, contains a bit more of crystals with high degree of aggregation (34 %), 10 % of specimens have the low aggregation degree, and the remaining part of selection is quite uniformly distributed by this parameter, with its mean value 65 %. The average C_N value is 390 ppm, the share of crystals with N lesser than 100 ppm is 36 %. Obtained results for diamonds from Juina area differs from data published about any known sources of this region, firstly — by the greater N value, secondly — by the presence of significant amount of crystals with low and intermediate degree of the nitrogen aggregation, corresponding, in traditional interpretation, to temperatures 1100—1150 °C. Comparison of new data on the Macaubas river diamonds with results of previous investigations shows the greater values of the nitrogen aggregation degrees (17 and 50 %) and the higher average concentrations of nitrogen (370 and 500 ppm). The newly-obtained data indicate that in alluvial placers of Juina area there are not only diamonds with high and intermediate value of nitrogen aggregation degree, but also there are the relatively "low-temperature" crystals. It means the polygenetic nature of diamonds in Juina area and river Macaubas basin.

УДК 552.12 : 552.14 : 551.351.25

Г.П. Еремеев

Інститут геохімії оточуючої среды НАН України
и М-ва по вопросам чрезвычайных ситуаций
и в делах защиты населения от последствий Чернобыльской катастрофы
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34а

СТРУКТУРИ И ТЕКСТУРЫ ТЕЧЕНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Проведенные исследования являются попыткой обобщения фактического материала о седиментогенных структурах и текстурах течения в железисто-кремнистых сланцевых формациях докембрия Украинского щита. На основе анализа этих материалов установлены и систематизированы их генетические особенности. На примере конкретных объектов рассмотрены условия и геологическая обстановка формирования.

В породах железисто-кремнистых сланцевых формаций докембрия Украинского щита (ЖФД УЩ) кроме макрослоистости и микрополосчатости существуют многочисленные более распространенные и разнообразные признаки, чем обычно указано в геологической литературе. К ним относятся седиментационные структуры и текстуры течения. В отечественной и зарубежной геологической литературе описаны около трех десятков структур и текстур течения. Такие текстуры свидетельствуют о том, что осадочный материал, вероятно, находился в очень пластичном состоянии во время деформации.

В ЖФД УЩ описаны 10 признаков и особенностей слоистости железистых роговиков и джеспилитов, которые образовались при сингенезе, синдиагенезе или диагенезе [5]. Но этим седиментогенные структуры и текстуры течения в ЖФД не ограничиваются. В ЖФД Южной Африки Н.Дж. Бьюксом [3] на примере большого фактического материала зарубежных исследователей охарактеризованы еще 15 признаков нарушения слоистости.

Эти же формы структур и текстур течения присутствуют и в ЖФД УЩ. Ранне- и поздне-

диагенетическая полосчатость, раздувы и пережимы, диагенетический будинаж отмечены ранее [8–12].

Анализ строения железисто-кремнистых сланцевых формаций позволил выявить важные обстоятельства, которые заключаются в следующем. Обзор седиментогенных и диагенетических структур (текстур) нуждается в дополнении, уточнении и конкретизации с целью обоснованного отделения их от тектонических образований. Масштабы проявлений структур и текстур течения в ЖФД УЩ на сегодня не определены. Актуален также вопрос: существуют ли другие структуры и текстуры течения в породах ЖФД, описанные в отечественной [1, 2] и зарубежной литературе.

Решение этих вопросов и стало **целью** данной статьи.

Примечательное свойство осадков формаций — способность течь по мере накопления. Появляющиеся при этом подводно-оползневые деформации образуются в обстановках ламинарного и турбулентного (хаотичного) течения.

Основным структурным элементом служит подводно-оползневой пакет, сложенный резко асимметричными складками и фиксируемый в отдельных штуфах или образцах. Высота "оползней" обычно составляет 2,0—3,5, иног-

да более 15 см. Складки в пакетах представлены открытыми, закрытыми, подобными 1-го и 2-го вида (Г.Д. Ажирей, 1956) и концентрическими разновидностями.

Второй важный текстурный элемент — диагенетическая полосчатость разной степени формирования: от раннедиагенетической и слабо проявленной до полностью сформированной (позднедиагенетической). Образуется она при дегидратации осадка, его расслоении при седиментогенезе. Отсутствует только в чистом железистом осадке, в результате литификации



Рис. 1. Позднедиагенетические деформации в железистом кварците. Кварцевые слои темные, рудные — светлые; полированный штупф, Саксаганское рудное поле, Криворожский район

Fig. 1. Deformations of late diogenes in iron quartzite. Layers of quartz are dark, ore ones — light. Polished pieces of ore, Saksaganske ore field, Kryvyi Rig region

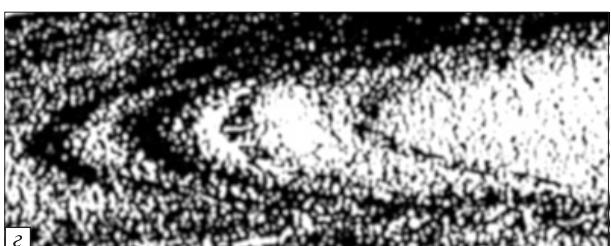
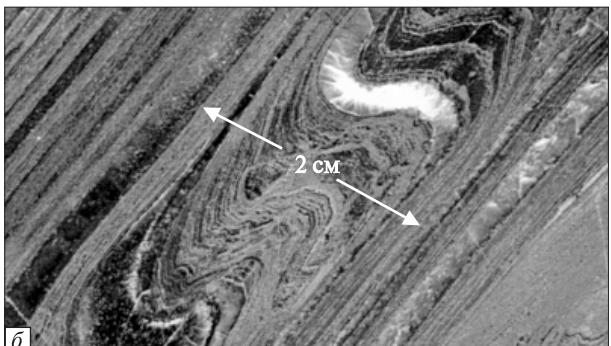
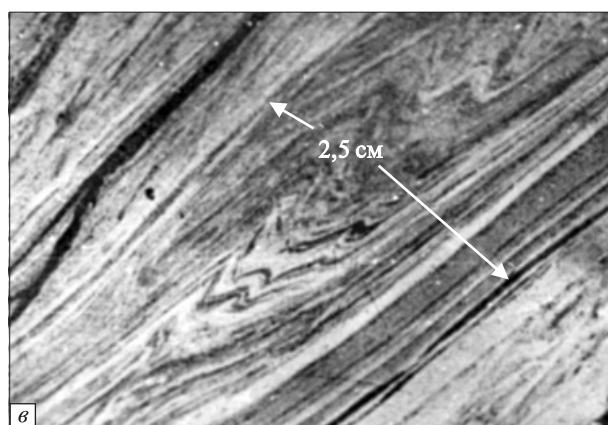
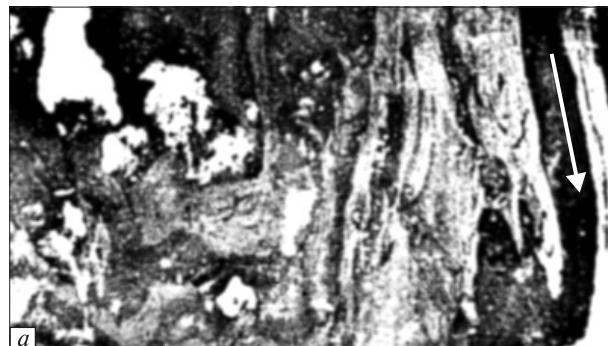


Рис. 2. Структуры и текстуры течения в оползневых пакетах: а — турбулентное течение в железистом кварците: рудные слои серые, кварцевые — черные с белыми пятнами, полированый штупф, Белозерский район; б — следы ламинарного течения в железистом кварците: рудные слои серые, кварцевые — черные, большой анишлиф, там же; в — ламинарное течение в сидерит-магнетитовой руде: магнетитовые слои светло-серые, карбонатные — серые, черные полоски в руде — субсогласные кварцевые жилки с диагенетическим пиритом (белые кристаллы), то же, там же; г — глобулы, белые округлые микростяжения, пластинка шлифа железистого кварцита: кварцевые слои белые, рудные — черные, там же; д — бусинки или глобулиты, белые округлые микростяжения и пластиново-линзовидные стяжения, полированый штупф железистого кварцита: рудный слой серый, кварцевый — от белого до черного, Саксаганское рудное поле, Криворожский район (большими стрелками показаны направления течения осадка)

Fig. 2. Structures and textures of flow in landslide packets: а — turbulent flow in ferriferous quartzite: ore layers are grey, quartz layers are black with white spots. Polished pieces of ore, Bilozerske region; б — traces of laminar flow in ferriferous quartzite: ore layers are grey, quartz layers are black. Big buff, Bilozerske region; в — laminar flow in siderite-magnetite ore: magnetite layers are light-grey, carbonate layers are grey, black stripes in ore — subconcordant quartz veins with diagenetic pyrite (white crystals). The same in the Bilozerske region; г — globules, white rounded micro-win. Plate of polished ferriferous quartzite: quartz layers are white, ore layers are black, Bilozerske region; д — beads or globules, white rounded micro-win and layer-lenticular win. Polished piece of ore ferriferous quartzite: ore layers are grey, quartz layers are from white to black. Saksagan' ore field, Kryvyi Rig region. Big arrows point the deposit flow direction

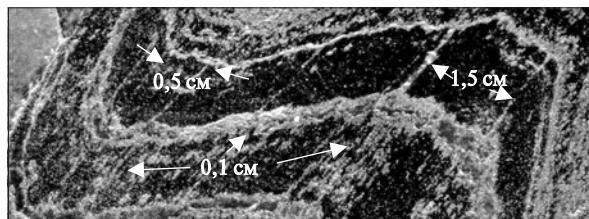


Рис. 3. Пластины ламинарного течения, разобщенные жилками рудного материала, железистый кварцит: рудные слои серые, кварцевые — черные. Увеличенный фрагмент верхней части рис. 2, б

Fig. 3. Plates of laminar flow divided by veins of ore material, iron quartzite: ore layers are grey, quartz layers are black. Magnified fragment of the upper part Fig. 2, б

В оползневых пакетах присутствуют следы течения рыхлого железисто-кремнистого или карбонат-магнетитового осадка, выраженные

рудные слои которого приобретают массивную текстуру.

Иногда формируются причудливые рулето-подобные образования смятого кварцевого слоя с оборванными концами и хорошо развитой диагенетической полосчатостью (рис. 1) — "колобки" или "закрутчиши" (правая часть рис. 1). Эти образования возникают в результате подводного оползания пропитанного водой железистого осадка, обусловлены ломкостью студня кремниевой кислоты, которая была предопределена низким содержанием воды. Здесь же отмечаются: брекчированные рудные слои (светло-серый участок в центре рис. 1), вязкий разрыв ("псевдобудинаж") кварцевого полосчатого слоя и ступенчатые сбросы (левая часть рис. 1).

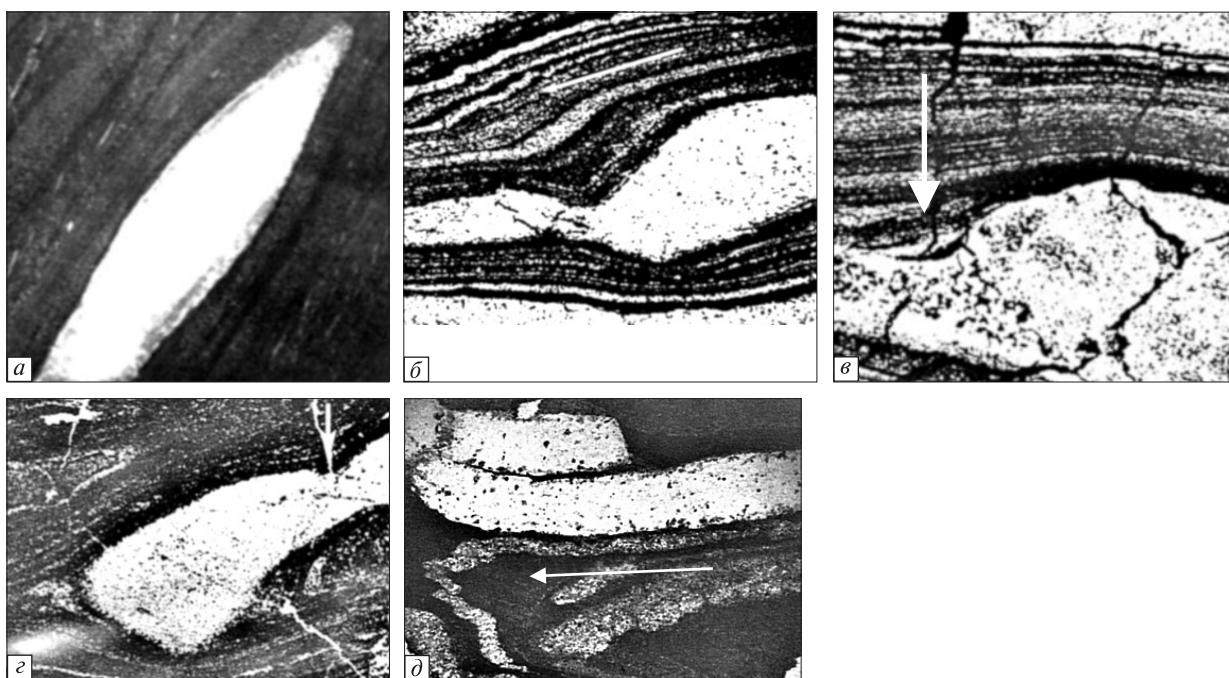


Рис. 4. Формы выделений кремнистых макростяжений и деформации в слоях кремнезема: а — реликтовые блоковые стяжения в кварцевом слое на фациальном выклинивании в кварц-хлоритовом сланце: черные полоски хлоритовые, темно-серые слои кварц-серитит-хлоритового состава, кварцевый слой белого цвета с темными оторочками карбоната. Полированый штуф, Белозерский район; б—г — железистый кварцит: кварцевые слои светлые, рудные — черные. Пластиинки шлифов: б — утонение кремнистого слоя, диагенетическая полосчатость в рудных слоях выражена более или менее отчетливо; в — трещины усыхания в кремнистом стяжении, диагенетическая полосчатость в рудных слоях выражена слабо, г — небольшая вмятина в кремнистом слое, диагенетическая полосчатость в рудных слоях отсутствует. Толстыми стрелками показаны направления давления на кремнистые стяжения, тонкими — течение осадка

Fig. 4. Forms of secretion of siliceous macroscopic gains and deformations in silica layers: а — relic block layer of quartz on facial wedging out in quartz-chlorite schist's: black strips of chlorite, layers of quartz-seritit-chlorite composition are dark-grey, layer of quartz of white color with dark carbonate trimming. Polished piece of ore (Bilozerske region); б—г — iron quartzite: layers of quartz are light, ore layers are black. Polished plates: б — fining of siliceous layer, ore layers are striated more or less distinctly; в — dry crack in siliceous gain, diagenetic striation in ore layers is weakly expressed; г — little hollow in siliceous layer, diagenetic striation is absent in ore layers. Broad arrows point the direction of pressure on siliceous gains, thin ones — flow of deposit

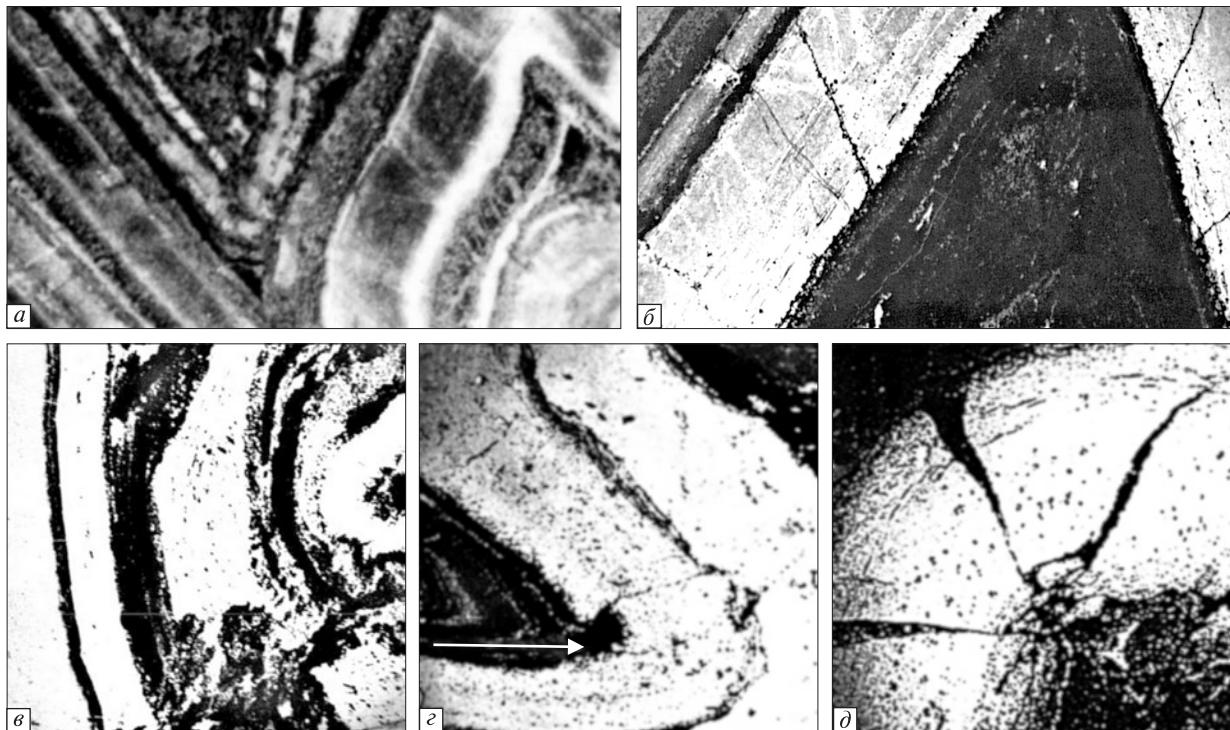


Рис. 5. Трещины отрыва в замке складки. Пластинка шлифа железистого кварцита: кварцевый слой светлый, рудный — черный, Белозерский район: *а* — смещения по трещинам вязкого скальвания и следы вязкого скальвания в толстом кварцевом слое; *б* — излом кварцевого слоя; *в* — вязкий отрыв в кремнистом слое; *г* — внедрение рудного материала в замке складки; *д* — хрупкие отрывы в замке концентрической складки

Fig. 5. Cracks tearing off in lock fold. Polished plate of iron quartzite: quartz layer is light, ore layer is black, Bilozerse region: *a* — shifts in viscous shear fractures and traces of viscous shearing in a thick quartz layer; *b* — quartz layer break; *c* — viscous break-off in siliceous layer; *g* — ore material intrusion in keystone of fold; *d* — brittle breaks-off in keystone of concentric fold

турбулентным и ламинарным течением в виде мелкой гофрировки или пластины (рис. 2, 3).

Пакеты с турбулентным течением представляют собой структуры с неупорядоченным размещением и хаотическим расположением в пространстве реликтов кремнистых слоев в рудной массе. В отличие от ламинарных пограничных слоев, они характеризуются очень неправильной формой и четкими границами.

Ламинарное течение прослеживается в облике пластин шириной от 0,1 до 1,6 см. Они ограничены плоскостями скольжения в виде прерывистых полос, залеченными рудными минералами. Осветленный участок в кварцевом слое — реликтовое поле напряжений в замках и коротком толстом крыле — результат раскристаллизации с очищением от рудной примеси при оползании и продольном изгибе упругого слоя геля кремнезема. Выражается также в виде мелкой серповидной гофрировки магнетитовых и карбонатных слоек в сидероплезит-магнетитовой руде.

Кремнистые стяжения (конкреции) представлены овальными, блоково- и пластово-линзовидными, блоковыми, а также мелкими округлыми формами. Наблюданное смятие слоев с утонением и изгибанием слойков связывается с оползанием еще рыхлого обводненного осадка (рис. 4).

Нередко наблюдаются сингенетичные микроКонкреции без какой-либо внутренней структуры (глобулы) в параболическом профиле осредненной скорости ламинарного течения и сферические капли или шарики (глобулиты), напоминающие вытянутую нитку бус. Здесь же зафиксированы деформированные при течении осадка пластово-линзовидные раннедиагенетические кремнистые конкреции и линзовидные останцы кремнистых слойков черного цвета в рудной массе.

Сингенетичные кремниевые конкреции представляют собой сгустки кремниевого геля, разбитые трещинами усыхания. Синерезис может происходить и в осадке, содержащем воду.



Рис. 6. Птигматитовая складчатость в кварц-хлоритовом сланце. Кварцевые слои черные, кварц-хлоритовые — серые разных оттенков. Полированый штуф, Саксаганское рудное поле, Криворожский район

Fig. 6. Ptygmatic folding in quartz-chlorite schist. Quartz layers are black, quartz-chlorite layers are grey with different shades. Polished ore lump, Saksaganske ore field, Kryvyi Rig region

Большинство исследователей придерживается мнения о диагенетическом происхождении кремниевых конкреций овальной формы, включенных в рудную массу. Выпавшие из растворов в результате коагуляции колломорфные образования подверглись диагенетическим изменениям и перекристаллизации. Диагенез в минеральных агрегатах привел и к образованию трещин усыхания. Представления о сингенетичном образовании осадка конкреций кремния мало распространены. Конкремции проявляются при постдиагенетических процессах. Колломорфная и микрослоистая текстура с деформациями и разрывами в кремнистых образованиях возникла, возможно, еще в гелеобразном кремнистом иле.

Разрывные деформации характеризуются вязкими изломами и вязким скальванием слоев кремнезема, микробрекчированием их с образованием мелких обломочков рудно-роговиковой массы, мелкими ступенчатыми сбросами в кремнистых (кварцевых) слоях. Продольные или косо секущие трещины скальвания разделяют слои на отдельные пакеты с различными микроструктурами: от внутрипластовых складок течения до вязких обломков кремнистого состава (рис. 5).

Микробрекчирование слоев с образованием мелких обломочков рудно-роговиковой массы обусловлено ломкостью студня кремниевой кислоты, которая была предопределена

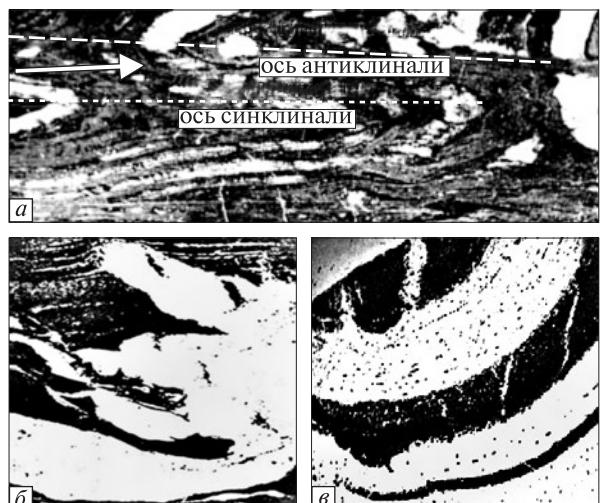


Рис. 7. Знаки внедрения, вязкие разрывы и изломы: а — знаки внедрения, образованные кварцем. Диагенетическая полосчатость проявлена слабо, пластина шлифа, Белозерский район; б — вязкие разрывы кварцевых слоев. Диагенетическая полосчатость отсутствует, то же, там же; в — вязкие изломы и окружные образования ("псевдоконкреции") в замках складок при течении железисто-кремнистого осадка. Диагенетическая полосчатость отсутствует, полированый штуф, Саксаганское рудное поле, Криворожский район. Железистые кварциты: кварцевые слои светлые и черные, рудные — серые

Fig. 7. Signs of intrusion, viscous breaks and fractures: a — signs of intrusion formed by quartz. Diagenetic striation is weakly shown. Polished plate, Bilozerske region; b — viscous breaks of quartz layers. Diagenetic striation is absent. Polished plate lump, Bilozerske region; c — viscous breaks and rounded formations ("pseudoconcretions") in fold keystones at iron-siliceous deposit flow. Diagenetic striation is absent. Polished ore lump, Saksaganske ore field, Kryvyi Rig region. Iron quartzites: quartz layers are light and black, ore layers are grey

лены низким содержанием воды при усыхании геля кремнезема в позднедиагенетических условиях.

Сporadически встречаются птигматитовые складки кварцевых жил с параллельной осевой плоскости сланцеватостью и смятиями эластичных слойков кремнистого геля, в которых только начинает проявляться диагенетическая полосчатость (рис. 6). Происхождение птигматитовых складок связывается с повышенной пластичностью глинистой матрицы.

По расположению смятых слоев иногда можно определить кровлю напластования и направление течения железисто-кремнистого осадка. Обычно верхние кварцевые слои более толстые и их изгибы указывают направление перемещения.

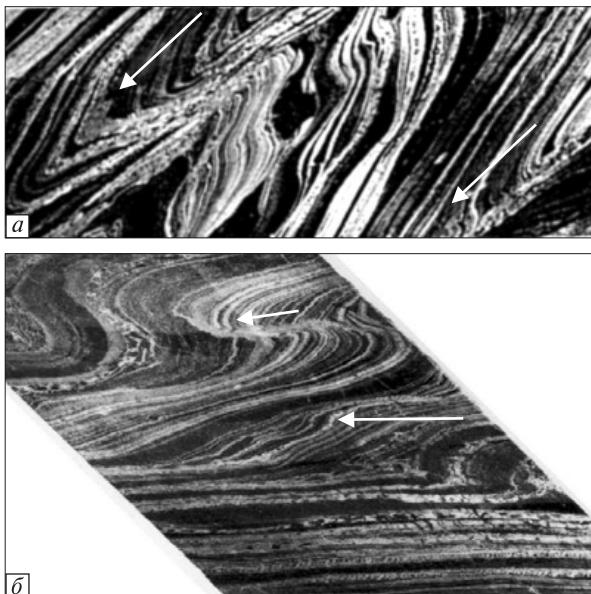


Рис. 8. Деформации в оползневых пакетах: а — внедрение рудного материала в замке складки. Пластиинка шлифа железистых кварцитов: кварцевые слои светлые, рудные — черные. Белозерский район; б — образование складок, флексур и брекчирование рудных слоев при течении эластичного геля кремнезема. Полированный штук железнитых кварцитов: рудные слои светлых оттенков, кварцевые слои черные. Саксаганское рудное поле, Криворожский район. Стрелками показаны направления течения осадка

Fig. 8. Deformations in avalanche packets: а — intrusion of ore material in fold keystones. Polished plate of iron quartzites: quartz layers are light, ore layers are black. Bilozer-ske region; б — formation of folds, flexures and brecciation of ore layers at flow of elastic siliceous gele. Polished ore lump of iron quartzites: ore layers are of light shades, quartz layers are black. Saksaganske ore field, Kryvyyi Rig region. Arrows point the deposit flow direction

Перемещение слоистых горных пород по склону под влиянием силы тяжести — это один из типов гравитационных движений. Присутствие рудных залежей увеличивает гравитационную неустойчивость. Наиболее заметный признак гравитационной неустойчивости — наличие смятого в складки слоя, пласта или толщи между двумя недислоцированными слоями. Косвенные признаки: внутриформационные плоскости скольжения и смещение контуров фациальных зон.

Кроме того, ЖФД УЩ в целом характеризуются всеми особенностями осаждения из коллоидных растворов (кремниевых золей). Физическое состояние кремнистого геля определяется по реликтовым выделениям и проявляется как связь с литогенезом, вещественным составом, размером, структурными формами

и их положением в железисто-кремнистом или глинистом осадке. Богатые водой кремниевые студни совершенно прозрачны, мягки и довольно эластичны. Эластичные студни способны набухать, то есть поглощать жидкость, сильно увеличиваясь в объеме и производя при этом огромное давление [4, 6, 7, 13–18].

В замках складок часто наблюдаются внедрения как кремнезема в рудные слои, так и рудного материала в кремнистые слои (рис. 7). Нередки разрывные деформации и смятие слоев в оползневых пакетах (рис. 8). Ломкие слои кремнистого геля (студня) подвергаются вязким разрывам и микробрекчированию, а эластичные реликтовые слойки — причудливым смятиям при седиментогенезе.

Присутствие таких специфических особенностей свидетельствует о седиментогенном происхождении вмещающих их пород и руд.

Выводы. На примере конкретных объектов показаны седиментогенные и диагенетические преобразования в породах и рудах ЖФД УЩ. Охарактеризованы диагенетические текстуры слоев, впервые выделены и охарактеризованы подводно-оползневые пакеты, признаки турбулентного и ламинарного течения. Также впервые установлено, что постепенное обезвоживание геля кремнезема в условиях седиментогенеза сопровождается возникновением многочисленных микроструктур различных видов и типов. В гомогенной среде железисто-кремнистых осадков образуются асимметричные подобные складки и кремнистые стяжения. В гетерогенной среде этих же осадков возникают продольные или косо секущие трещины скальвания, которые разделяют слои на отдельные пакеты с различными микроструктурами: от внутрипластовых складок течения до вязких обломков кремнистого состава.

Необходимо отметить, что не все возможные структуры и текстуры течения нашли отражение в работе и не на все поставленные вопросы получены ответы с достаточной полнотой, но сделанные выводы и рекомендации вполне аргументированы.

Выполненная работа — первый шаг на пути решения поставленных задач. Очевидно, что в дальнейшем необходимо продолжить изучение геологических особенностей месторождений формаций с целью выявления новых возможных признаков течения железисто-кремнистых осадков и формулирования на этой основе поисковых критериев.

1. *Атлас текстур и структур осадочных горных пород.* Ч. I. Обломочные и глинистые породы. — М. : Госгеолтехиздат, 1962. — 578 с.
2. *Атлас текстур и структур осадочных горных пород.* Ч. 3. Кремнистые породы. — М. : Недра, 1973. — 340 с.
3. *Бьюкс Н.Дж.* Докембрийские железорудные формации южной Африки // Докембрийские железорудные формации мира. — М. : Мир, 1975. — С. 70—128.
4. *Воюцкий С.С.* Курс коллоидной химии. — М. : Химия, 1964. — 574 с.
5. *Гершойг Ю.Г.* Признаки и особенности слоистости железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога // Проблемы образования железистых пород докембира. — Киев : Наук. думка, 1969. — С. 207—216.
6. *Глинка Н.Л.* Общая химия. — М. : Изд-во хим. лит., 1956. — 732 с.
7. *Думанский А.В.* Учение о коллоидах. — 3-е изд. — М. ; Л., 1948.
8. *Еремеев Г.П.* Закономерности формирования текtonических структур месторождений железа Белозерского района и их роль в образовании богатых руд : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1989. — 24 с.
9. *Еремеев Г.П.* Складчатость высоких порядков и кливаж в железорудной толще Белозерского района (Украинский щит) // Тектоника, металлогения, минеральные ресурсы : Сб. науч. работ ИГОС и МЧС Украины. — 2005. — Вып. 11, т. II.— С. 107—120.
10. *Еремеев Г.П.* Генерации структур будинаж в железистой формации докембира Украинского щита // Сб. науч. работ ИГОС. — 2008. — Вып. 16. — С. 25—36.
11. *Еремеев Г.П.* Типы элементарных форм структур будинаж в железистых формациях докембира Украинского щита // Там же. — С. 76—81.
12. *Еремеев Г.П.* Временные и пространственные соотношения структур в железистых формациях докембира Украинского щита // Там же. — С. 136—144.
13. *Жуков И.И.* Коллоидная химия. Ч. 1. — Л., 1949.
14. *Некрасов Б.В.* Курс общей химии. — М. : Госхимиздат, 1962. — 973 с.
15. *Пасинский А.Г.* Коллоидная химия. — 3-е изд. — М. : Высш. шк., 1968. — 232 с.
16. *Песков Н.П.* Физико-химические основы коллоидной науки. — 2-е изд. — М. ; Л., 1934.
17. *Писаренко А.Г., Постелова К.А., Яковлев А.Г.* Курс коллоидной химии. — 3-е изд. — М., 1969.
18. *Хотинский Е.С.* Курс органической химии. — Харьков : Изд-во Харьков. ун-та, 1953. — 706 с.

Поступила 29.11.2010

*Г.П. Еремеев*СТРУКТУРИ І ТЕКСТУРИ ТЕЧІЇ
В ЗАЛІЗИСТО-КРЕМЕНИСТИХ
ФОРМАЦІЯХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У залізисто-кременистих сланцевих формacіях докембрію Українського щита вперше виділені та охарактеризовані підводно-зсуvnі пакети турбулентної та ламінарної течії залізисто-кременистого осаду. У пакетах виявлені специфічні форми реліктових структур і текстур течії, що свідчать про седиментогенне походження вмісних порід та руд. Вони присутні в межах Саксаганської структури Криворізького району, площи Галщинського родовища у Кременчуцькому районі та західного крила Південно-Білозерської структури Білозерського району.

*G.P. Eremeev*STRUCTURES AND TEXTURES OF FLOW
IN IRON-SILICEOUS FORMATION
OF THE UKRAINIAN SHIELD

The submarine-slumping packets of turbulent and laminar sliding in iron-siliceous schistose formations of Pre-Cambrian of the Ukraine Shield were distinguished and characterized for the first time.

The packets formed layers which crumpled into folds. One can find flowing tracks, siliceous grids, spherical drops (globules), small faults, sticking breaks and crushed layers, and crumpled elastic surviving layers determined by sedimentogenesis. one could observe lock folds often with signs of intrusion.

The presence of such specific forms of relic structures and textures evidence for sedimentogenetic origin of their rocks and ores. The above structures and textures are present within the limits of the Saksagan' ore field of the Kryyyi Rig region, in the area of Galshchin ore deposit in the Kremenchug region and the west wing of South-Bilozerske structure, Bilozerske region.

They are present within the limits of the Sacsagansky structure of Kryyyi Rig region, in the area of the Kremenchug deposit and in the west wing of the South-Bilozerske region.

УДК 549.731.1:553.22:551.243:553.495:519.233.5 (477.45)

И.И. Михальченко, Н.В. Шафранская

КП "Кировгеология"

01103, г. Киев, Украина, ул. Киквидзе, 8/9

E-mail: alcoldan@i.ua

СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ ТЕЛ УРАНОНОСНИХ ЩЕЛОЧНИХ НАТРИЕВИХ МЕТАСОМАТИТОВ В ЗОНЕ АДАБАШСКОГО РАЗЛОМА

Описаны гидротермально-метасоматические преобразования гранитоидов новоукраинского комплекса в зоне Адабашского разлома (Новоукраинский массив Украинского щита), приведшие к изменению химического состава и петрофизических свойств пород. В отличие от практически немагнитных гранитоидов щелочные натриевые метасоматиты, возникшие на их месте, обладают повышенной магнитной восприимчивостью, которая обусловлена образованием магнетита. Зоны метасоматических изменений выделены с использованием петрофизического метода картирования метасоматитов. Установлена вероятная тектонофизическая позиция одной из зон, к которой приурочено большинство выявленных урановорудных объектов, относительно структурообразующих направлений (разломов) территории исследований. Указано, что между образованием щелочных натриевых метасоматитов и пород новоукраинского комплекса произошло внедрение даек базитов и ультрабазитов.

Вступление. Большинство выявленных к настоящему времени в пределах Украинского щита (УЩ) месторождений и рудопроявлений урана, а также комплексных скандий-ванадиевых месторождений генетически связаны с геологической формацией щелочных натриевых метасоматитов зон глубинных разломов (рудная формация ураноносных натриевых метасоматитов). В центральной части УЩ эти рудные объекты образуют Кировоградский (район Новоукраинского массива, Ингульский мегаблок) и Криворожско-Кременчугский (зона Криворожско-Кременчугского глубинного разлома) урановорудные районы. В пределах Новоукраинского массива щелочной натриевый метасоматоз интенсивно проявлен в зонах Глодосского глубинного разлома, Центрального (известны и другие названия — Аникеево-Лозоватский, Нерубаевско-Лозоватский и т. п.), Адабашского разломов, а также в ряде более мелких тектонических структур.

Постановка проблемы. В пределах Новоукраинского массива на фоне обширного проявления образований указанной формации к

настоящему времени только на двух участках выявлены месторождения и рудопроявления урана. Первый участок приурочен к зоне пересечения Глодосского и Центрального разломов, второй (объект исследований) — к зоне Адабашского разлома (рис. 1). В пределах этих участков урановорудная минерализация проявлена только в отдельных метасоматических телах, а в большинстве их урановорудные скопления не выявлены. Оценка таких объектов как рудных илинерудных и, соответственно, их структурных позиций как структурно-тектонического фактора составляет первоочередную проблему.

Обоснование методов исследования. В зоне динамического влияния Адабашского разлома открыты месторождения (Партизанское, Кировское) и рудопроявления (Западно-Адабашское, Новоалексеевское, Алексеевское, Западное, Захаровское, Восточное, Сотницкое (Ареповское)) формации ураноносных натриевых метасоматитов (рис. 2).

Между плотностью и магнитной восприимчивостью неизмененных горных пород существует положительная корреляционная зависимость [7]. Магнитная восприимчивость гор-

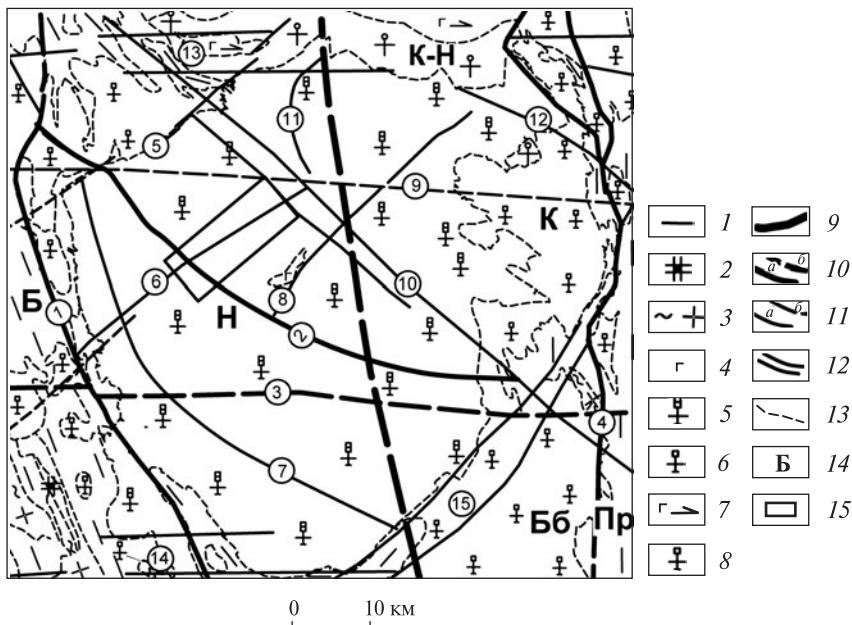


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Новоукраинского массива (по [2] с изменениями): 1 — гнейсы ($AR_1\ tv$, $PR_1\ in$); 2 — эндербиты (AR_1); 3 — плахиомигматиты, диориты (AR_{2-3}); 4 — габброиды Новоукраинского комплекса ($PR_1\ nu$); 5 — гранитоиды Новоукраинского комплекса ($PR_1\ nu$); 6 — гранитоиды кировоградского комплекса ($PR_1\ kg$); 7 — габброиды корсунь-новомиргородского комплекса ($PR_1\ kn$); 8 — гранитоиды корсунь-новомиргородского комплекса ($PR_1\ kn$); разломы: 9 — трансрегиональный тектонический шов Херсон-Смоленск (Х-С); 10 — глубинные разломы: а — установленные, б — предполагаемые (1 — Новопавловско-Ярошевский, 2 — Вороновский (Войновский), 3 — Девладово-Бутовский, 4 — Кировоградский); 11 — основные разломы: а — установленные, б — предполагаемые (5 — Глодоский, 6 — Адабашский, 7 — Кропивницкий, 8 — Еленокосогорский, 9 — Зелено-Завадовский, 10 — Центральный, 11 — Новоконстантиновский, 12 — Первомайский); 12 — зоны разломов (13 — Субботско-Мощоринская, 14 — Любовановская, 15 — Софиевско-Компанеевская); 13 — геологические границы; 14 — основные структурные элементы территории: Б — Братский синклиниорий, Н — Новоукраинский массив, К — Кировоградский массив, Бб — Бобринецкий массив, К-Н — Корсунь-Новомиргородский массив, Пр — Приингульский синклиниорий; 15 — территория исследований

Fig. 1. Schematic geological map of Novoukrainka massif: 1 — gneisses ($AR_1\ tv$, $PR_1\ in$); 2 — enderbites (AR_1); 3 — plagiomigmatites, diorites (AR_{2-3}); 4 — gabbroids of the Novoukrainka complex ($PR_1\ nu$); 5 — granitoids of the Novoukrainka complex ($PR_1\ nu$); 6 — granitoids of the Kirovograd complex ($PR_1\ kg$); 7 — gabbroids of the Korsun-Novomygorod complex ($PR_1\ kn$); 8 — granitoids of the Korsun-Novomygorod complex ($PR_1\ kn$); faults: 9 — transregional Kherson-Smolensk tectonic suture; 10 — deep faults: а — established, б — estimated (1 — Novopavlivka-Yaroshivka, 2 — Voronivka (Voinivka), 3 — Devladove-Butivka, 4 — Kirovograd); 11 — main faults: а — established, б — supposed (5 — Glodosy; 6 — Adabash, 7 — Kropyvnytske, 8 — Oleno-Kosogorivka, 9 — Zelena Zavadivka, 10 — Tsentralne, 11 — Novokostyantynivka, 12 — Pervomaiske); 12 — fault zones (13 — Subotivka-Moshorynske, 14 — Lyubovianivka, 15 — Sofiivka-Kompaniivka); 13 — geological boundaries; 14 — main structural elements of territory: Б — Bratske synclinorium, Н — Novoukrainka massif, К — Kirovograd massif, Бб — Bobrynets massif, К-Н — Korsun-Novomygorod massif, Пр — Pry-Ingul synclinorium; 15 — territory of research

ных пород в основном определяется наличием в их составе магнетита, титаномагнетита, ильменита и т. п. Последующая дифференциация вещества в результате тех или иных эпигенетических процессов (в нашем случае гидротермально-метасоматических) нарушает указанную зависимость вплоть до появления отрицательной связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Рудоносность зон эпигенетических изменений определяется наличием повышенного градиента коэффициента корреляции между этими петрофизичес-

кими свойствами пород [6]. Наиболее благоприятными для выявления рудных объектов разных иерархических уровней служат зоны, для которых значение коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости составляют 0—0,3.

Результаты лабораторных исследований петрофизических свойств горных пород центральной части Новоукраинского массива подтверждают эту закономерность (табл. 1). Нарушение корреляционной зависимости плотности и магнитной восприимчивости горных

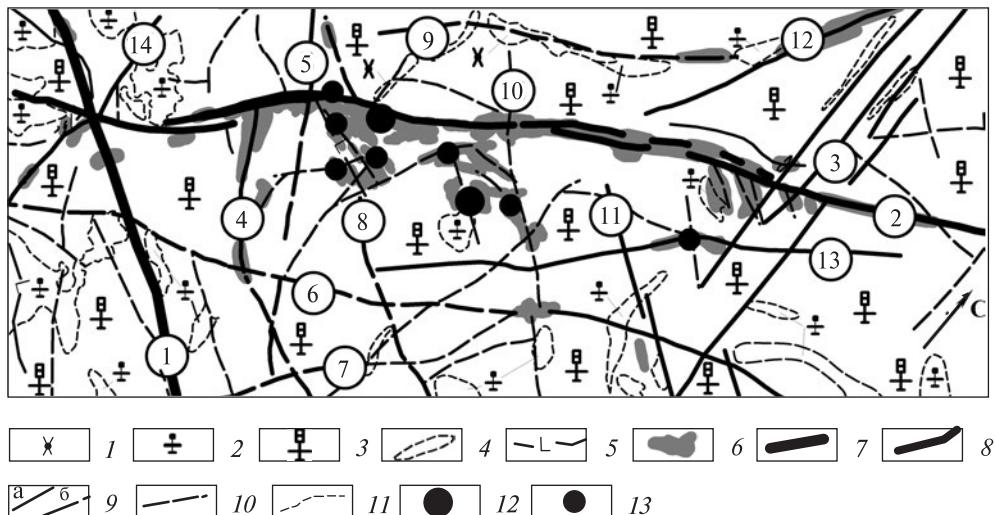


Рис. 2. Схематическая геологическая карта зоны Адабашского разлома: 1 — монциониты Новоукраинского комплекса ($PR_1\ nu$); 2 — граниты гранат-биотит-пироксеновые Новоукраинского комплекса ($PR_1\ nu$); 3 — граниты гранат-биотитовые Новоукраинского комплекса ($PR_1\ nu$); 4 — граниты мелкозернистые Новоукраинского комплекса ($PR_1\ nu$); 5 — дайки основного состава (PR_1, PR_2); 6 — щелочные натриевые метасоматиты (PR_1); 7 — глубинный разлом (1 — Вороновский (Войновский)); 8 — основной разлом (2 — Адабашский); 9 — второстепенные разломы (3 — Дорожный, 4 — Калиновский, 5 — Партизанский, 6 — Ореховский, 7 — Медведевский, 8 — Западный, 9 — Глебовский, 10 — Восточный, 11 — Араповский, 12 — Кварцевый, 13 — Сотницкий, 14 — Анастасиевский (Каменномостовский)); 10 — другие разломы; 11 — геологические границы; 12 — месторождения урана; 13 — рудопроявления урана

Fig. 2. Schematic geological map of the zone of the Adabash fault: 1 — monzonites of the Novoukrainka complex ($PR_1\ nu$); 2 — garnet-biotite-pyroxene granites of the Novoukrainka complex ($PR_1\ nu$); 3 — garnet-biotitic granites of the Novoukrainka complex ($PR_1\ nu$); 4 — fine-grained granites of the Novoukrainka complex ($PR_1\ nu$); 5 — basic dikes (PR_1, PR_2); 6 — alkaline sodium metasomatites (PR_1); 7 — deep fault (1 — Voronivka (Voinivka)); 8 — main fault (2 — Adabash); 9 — secondary faults (3 — Dorozhne; 4 — Kalynivka, 5 — Partyzanske, 6 — Orikhove, 7 — Medvedivka, 8 — Zapadne, 9 — Glebivka, 10 — Vostochne, 11 — Arepivka, 12 — Kvartseve, 13 — Sotnytske, 14 — Anastasivka (Kamyany Mist)); 10 — other faults; 11 — geological boundaries; 12 — uranium deposits; 13 — uranium occurrence

пород фундамента — это следствие эволюции степени окисленности железа (табл. 2; рис. 3) и минеральной формы нахождения оксидов железа при ранней стадии гидротермально-метасоматических изменений щелочными натриевыми гидротермальными растворами гра-

нитоидов Новоукраинского массива. Наиболее значительные изменения химического и минерального состава исходных пород (для Новоукраинского массива — это в основном гранитоиды) произошли в раннюю (основную) стадию гидротермально-метасоматических преобразований. В зонах разломов образовались многочисленные метасоматические

Таблица 1.Петрофизические свойства (средние значения) горных пород центральной части Новоукраинского массива (данные КП "Кировгеология", 1985)

Table 1. Petrophysical properties (average values) of rocks of the central part of Novoukrainka massif (data of "Kirovgeologia", 1985)

Порода	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость
Гранит гранат-биотитовый	2,64	16
Гранит гранат-биотит-пироксеновый	2,66	15
Кварцевый монцонит	2,71	332
Габбро-норит	2,94	660
"Сиенит"	2,62	406
Альбитит	2,64	647

Таблица 2. Массовая доля (средние значения, %) двуокиси кремния, окиси и закиси железа в породах Партизанского месторождения (данные КП "Кировгеология", 1985)

Table 2. Mass share (average values, %) of silicon dioxide, ferric oxide and ferrous oxide in rocks of Partyzansk deposit (data of "Kirovgeologia", 1985)

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃
Гранит гранат-биотитовый	21	70,65	2,41	0,87	3,28
"Сиенит"	4	68,65	0,83	1,71	2,54
Альбитит	24	65,93	0,66	2,59	3,24

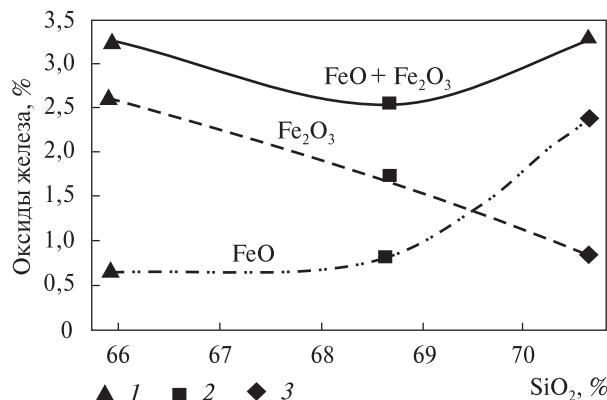


Рис. 3. Эволюция степени окисленности железа при щелочном натриевом метасоматозе: 1 — альбитит, 2 — "сиенит", 3 — гранит

Fig. 3. Evolution of degree of iron oxidization at alkaline sodium metasomatism: 1 — albite, 2 — "syenite", 3 — granite

тела, имеющие характерное зональное строение. В общем случае метасоматическая колонка состоит из: неизмененного гранита (нулевая зона), передовой (внешней), промежуточной и тыловой (внутренней) зон.

Передовая зона, образовавшаяся в результате взаимодействия отработанных гидротермальных растворов с исходной породой, состоит из ореолов хлорит-эпидотового изменения пород ("диафториты"), которые проявлены в развитии землистых и комковатых выделений эпидота по плагиоклазу, раскисленному до альбита, а также хлорита и гематита по темноцветным минералам. Широко развиты гидрооксиды железа красного и бурого цвета. Иногда в массе породы наблюдаются выделения пирита. Значительных изменений химического состава и физических свойств гранитоидов в этой зоне не происходит. По существу это ореол диафтореза вокруг зон щелочного натриевого метасоматоза.

В промежуточной зоне метасоматической колонки образуются альбит-микроклиновые, микроклин-альбитовые метасоматиты ("сиениты"), альбитизированные граниты. Часто эти породы окрашены в красный из-за обилия выделений гидрооксидов железа. Наблюдается выщелачивание кварца и темноцветных минералов с образованием пустот, что придает породе сухаревидный облик. Зона характеризуется значительными изменениями минерального и химического состава исходных пород. Характерен вынос кремнезема и значительный привнос калия и натрия, уве-

личение массовой доли глинозема. Показательна эволюция степени окисленности железа: наблюдается значительное сокращение массовой доли закиси при одновременном увеличении массовой доли окиси железа (табл. 2; рис. 3). Это проявляется в образовании мелких кристаллов магнетита-І и гематита при метасоматическом замещении темноцветных минералов, а также образовании щелочных темноцветных минералов, в состав которых входит трехвалентное железо. Минеральный состав, %: альбит — 20—60, микроклин — 3—65, кварц — 0—20, хлорит — 0—8, эпидот — 0—15, эгирин — 0—2, рибекит — 0—10, андрадит — 0—3, иногда встречается кальцит. Аксессорные — апатит, циркон, монацит, рутил, сфен; рудные — магнетит, ильменит, гематит. Все это приводит к значительному изменению некоторых физических свойств пород, а именно к резкому увеличению магнитной восприимчивости и уменьшению плотности (табл. 1).

Альбиты образуют тыловую зону метасоматических колонок по гранитоидам новоукраинского комплекса. Изменения химического и минерального состава в этой зоне максимальны. На фоне интенсивного выноса из зоны калия происходит значительный привнос натрия (содержание в 2,5 раза выше, чем в окружающих породах). Полевые шпаты представлены исключительно альбитом начальных номеров, составляющим основную массу пород этой зоны и образовавшимся в результате псевдоморфного замещения минералов промежуточной зоны, а также заливания трещин и пустот выщелачивания. Среди альбитов, в соответствии с присутствующими в них темноцветными минералами, выделяют: андрадит-актинолитовые, рибекит-эгириновые, эпидот-хлоритовые и смешанные. Встречаются альбиты самых разных цветов и оттенков — белые, серые, розовые, красные, зеленые, иногда разноцветные. Минеральный состав, %: альбит — 60—100, кварц — 0—20, хлорит — 0—15, эпидот — 0—10, эгирин — 0—25, рибекит — 0—10, актинолит — 0—4, флогопит — 0—5, андрадит — 0—15, иногда встречается кальцит. Аксессорные: апатит, циркон, монацит, сфен.

В рудах Партизанского и Кировского месторождений определены первичные минералы урана: уранинит, настуран, ураноторианит, браннерит (единичные находки). Среди вто-

ричных минералов урана, образовавшихся в результате замещения первичных, встречены: урановая чернь, коффинит, уранофан, казолит, болтвидит, гидрооксиды уранила (устное сообщение Г.В. Гуриной, 1986). Урановые руды находятся исключительно внутри тел альбититов.

В этой зоне происходило дальнейшее закономерное уменьшение массовой доли закисного железа при одновременном увеличении массовой доли окисного (табл. 2; рис. 3). Характерно образование гематита, псевдоморфоз гематита (мартита) по кристаллам магнетита, вплоть до полного его замещения. На этом этапе гидротермально-метасоматических изменений сохранялось высокое среднее значение магнитной восприимчивости альбититов, однако вследствие "заливания" пор и микротрешин плотность незначительно увеличилась, достигнув средних значений, характерных для неизмененных гранитов новоукраинского комплекса (табл. 1).

Гематит-хлорит-карбонатная и более глубинная флогопит-магнетит-карбонатная минеральные ассоциации в виде прожилков, цемента брекчий, структур метасоматического замещения фиксируют завершающую (сопряженную) стадию образования формации, когда образовалась основная масса рентабельных для отработки урановых руд. Объем пород этого этапа крайне незначителен.

"Постальбититовые" гидротермальные изменения пород в зонах разломов проявлены в эпидотизации, хлоритизации по трещинам, пострудном брекчировании и катаклазе с образованием брекчий и катаклазитов с гидро-гематит-гетитовым и эпидотовым цементом, окварцеванием, выщелачиванием темноцветных минералов, карбонатизации по трещинам.

В результате гидротермально-метасоматических изменений гранитоидов новоукраинского комплекса произошло нарушение положительной корреляционной связи магнитной восприимчивости и плотности в породах фундамента, что обусловлено значительными изменениями химического и минерального состава исходных пород. Это обстоятельство позволяет применить на данной территории петрофизический метод выделения метасоматитов В.И. Пахомова. Особый интерес представляет тектонофизическая позиция зон нарушения корреляционной зависимости в системе Адабашского разлома.

Тектонофизическое моделирование условий формирования ураноносных тектонометасоматических зон Адабашского разлома проведено Л.А. Черкашиным [4]. В результате установлено, что пространственное расположение участков аномального напряжения, выявленных в результате реконструкции сдвиговой составляющей, в целом повторяют пространственное расположение структур, контролирующих редкометалльные альбититы [4, с. 147]. Отмечено, что для всех типов тектонофизических позиций выполняется главное условие возникновения разрывов — аномально высокие касательные напряжения регионального поля тектонического напряжения. Особое внимание обращалось на то, что тектонофизические позиции локализации щелочных натриевых метасоматитов можно уточнить по данным моделирования сдвиговой составляющей регионального поля напряжений [4, с. 175].

Цель исследований — установление положения участков развития ураноносных щелочных натриевых метасоматитов относительно зон с нарушенной корреляционной зависимостью плотности и магнитной восприимчивости пород фундамента, определение структурной позиции этих зон относительно тектонических структур (суб)регионального масштабного ранга. При выполнении работы использован петрофизический метод выделения метасоматитов [7], определены тектонофизические позиции выявленных метасоматических зон (аналогично тектонофизической модели сдвиговых зон скальвания С.С. Стоянова [9]).

Следует отметить, что данная работа является продолжением проведенных нами ранее исследований на площади Партизанского рудного поля [5].

Геологическое строение. Район работ расположен в центральной части полифазного интрузивного Новоукраинского массива — составной части Центрального осевого поднятия Ингульского мегаблока УЩ. В разрезе верхней части земной коры в районе Новоукраинского массива выделены два структурных яруса. Нижний сложен докембрийскими образованиями кристаллического фундамента, на которых горизонтально залегают палеогеновые, неогеновые и четвертичные рыхлые отложения верхнего яруса.

Новоукраинский массив сложен породами одноименного комплекса, в составе которого

выделяют основные, средние и кислые породы (рис. 1). В.М. Клочковым с соавторами [2] принят возраст комплекса ~2000 млн лет.

Основные породы (нориты, габбро-нориты) образуют два штока неправильной формы в центральной части массива, а также несколько меньших тел в юго-западной части массива. Эти тела окружены монцонитами, габро-монцонитами, пироксенсодержащими гранитами.

Породы среднего состава распространены шире. Крупные тела габбро-монцонитов, монцонитов, кварцевых монцонитов встречены на юго-западе массива. В районе исследований они образуют два небольших тела линзовидной формы (рис. 2).

Среди кислых пород на площади исследований (как и по всему массиву) преобладают порфиробластовые (часто трахитоидные) гранат-биотитовые граниты.

Гранат-биотит-пироксеновые граниты образуют небольшие тела, встречающиеся по всей территории исследования. Форма тел обычно неправильная. Контакты с гранат-биотитовыми гранитами и монцонитами — постепенные.

Основная тектоническая структура на территории исследований — Адабашский разлом северо-восточного простираия, состоящий из швов бластомилонитов, бластокатализитов, милонитов, катализитов, зон рассланцевания, трещиноватости и брекчирования общей мощностью (далее *m*) от 20 до 160 м. Вблизи этой разрывной структуры установлен ряд меньших разломов того же простираия: Глебовский, Сотницкий (серия милонитовых швов, *m* < 2 м, катализиты и зоны брекчирования), Ореховский (представлен катализитами). Вместе с Адабашским разломом они образуют зону, характеризующуюся развитием щелочных натриевых метасоматитов, а также более поздней эпидотизации и окварцевания.

Юго-западной границей развития вышеупомянутых натриевых метасоматитов служит Войновский глубинный разлом северо-западного простираия (*m* — 250 м), состоящий на территории исследования из нескольких зон развития даек габбро-диабазов и диабазов. В [2] приведен возраст габбро-диабазов 2000 млн лет.

Дайки диабазов вытянуты в северо-западном направлении. В зоне Войновского разлома они падают на северо-восток под углом 45—60°. В районе Кировского месторождения встре-

чены дайки диабазов и пикритов полого залегания (5—10°) северо-восточного падения.

Дайки диабазов и пикритов в разной степени альбитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы (устное сообщение В.Д. Соколова, А.П. Бояршиной, 1986). Нами в образцах сокращенного керна поисково-оценочных и разведочных скважин, пробуренных на Партизанском месторождении, установлены диабазы, измененные щелочными натриевыми растворами. В литературе приведены следующие возрастные определения даек диабазов Ингульского мегаблока, млн лет: 1800 ± 30 и 1760 ± 40 [8], ~1700 [1], ~1200 (Субботско-Мощоринская зона разломов) [1].

В систему тектонических нарушений северо-западного простираия входят Калиновский (ЮЗ 45°), Партизанский (СВ 65—85°, катализиты, милониты), Восточный (ЮВ 30—55°, *m* — до 20 м, катализиты, милониты), Западный и Ареповский (зоны трещиноватости, катализита и диафтореза) разломы (рис. 2).

Анастасиевский (Каменномостовский) разлом субмеридионального простираия (С33 45°, *m* — 15 м) сочленяется с Адабашским и Вороновским в юго-западной части территории. Это тектоническое нарушение состоит из швов катализитов, милонитов. В зоне разлома встречены тела пегматоидных гранитов и "сиенитов".

Дорожный разлом пересекает Адабашский в северо-восточной части территории исследований. Состоит из серии даек мелкозернистых гранитов субмеридионального простираия и шва катализитов мощностью до 20 м.

Изотопный возраст уранинита рудных альбититов зоны Адабашского разлома определен в 1810 ± 5 млн лет [10, с. 212].

Для рудных альбититов Новоконстантиновской тектонической зоны, выявленных на севере Новоукраинского массива, получен изотопный возраст 1835 ± 25 млн лет [10, с. 213]. Возраст альбититов рудоносных разломов — 1820 ± 50 и 1780 ± 30 млн лет [8].

Большинство определений изотопного возраста пород формации щелочных натриевых метасоматитов, акцессорных и урановых минералов, даек диабазов, пикритов Новоукраинского массива выполнены более 20 лет назад. Для изучения соотношения щелочных натриевых метасоматитов с дайковыми образованиями необходимо проведение дополнительных изотопных определений.

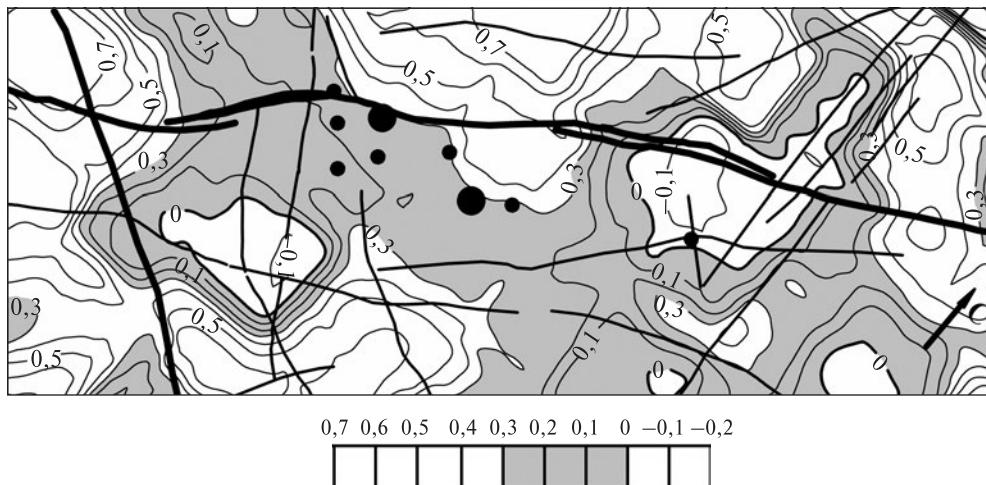


Рис. 4. Распределение коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород фундамента в зоне динамического влияния Адабашского разлома

Fig. 4. Distribution of correlation coefficient of density and susceptibility of basement rocks in the dynamic influence zone of the Adabash fault

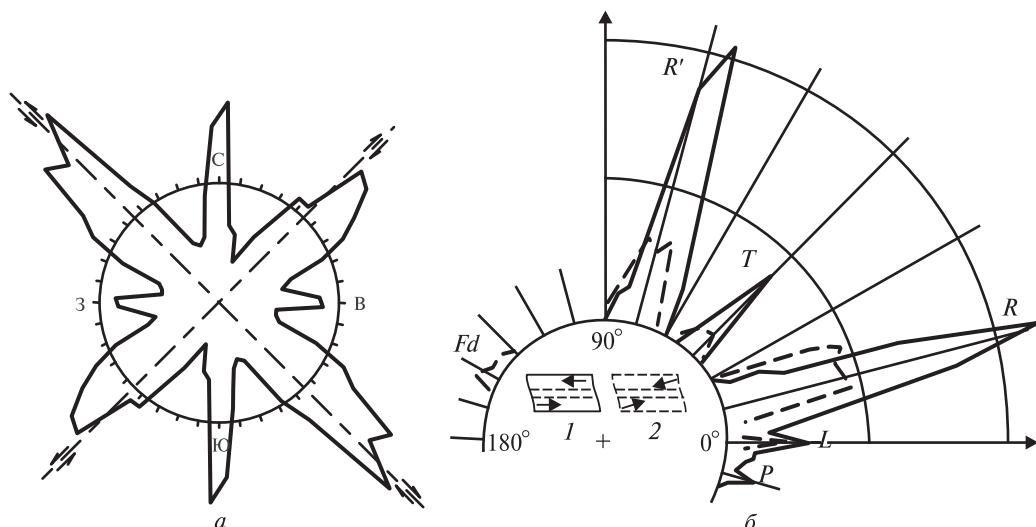


Рис. 5. Диаграммы простирации разрывных структур: а — северо-восточной части зоны динамического влияния Адабашского разлома, б — в моделях сдвиговых зон (по С. Стоянову [8]). Fd — складки, R и R' — сопряженные трещины скола, T — эшелонированные трещины отрыва (растяжения), L — продольные сколы, P — обратные косые сколы

Fig. 5. Diagrams of strike fault / fracture: а — north-east part of dynamic influence zone of the Adabash fault, б — in models of wrench zones (by S. Stoyanov [8]). Fd — folds, R, R' — conjugated shear fractures, T — echelonized tension fractures, L — longitudinal shears, P — reverse oblique shears

тельных исследований с использованием современной лабораторной базы.

Вдоль Адабашского разлома выявлены альбититы и сиениты преимущественно хлорит-эпидотового состава. В зонах сочленения с разломами других направлений мощность альбититов резко возрастает, в минеральном составе тыловой зоны метасоматоза появляются темноцветные щелочные минералы (рибекит, эгирин).

Обсуждение результатов. В зоне Адабашского разлома проведено изучение распределения одного из косвенных интегральных индикаторов эволюции и перераспределения вещества в земной коре — коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости горных пород поверхности фундамента.

В качестве исходного материала использованы данные лабораторных исследований петрофизических свойств пород кристалличес-

кого фундамента, вскрытых поисково-картировочными скважинами. Объем выборки в пределах площади Партизанского рудного узла — 5260 парных определений.

Алгоритм обработки: 1 — получение искусственной регулярной сети наблюдений с применением программного комплекса *Surfer 8* (метод интерполяции — крэйгинг); 2 — обработка полученных наблюдений с использованием процедуры расчета коэффициента корреляции в скользящем окне (форма окна — квадратная, размер — 2×2 км (ранг месторождения)) программного комплекса *COSCAD 3d*; 3 — визуализация полученных результатов.

При обработке петрофизических данных установлено, что коэффициент корреляции (далее КК) плотности и магнитной восприимчивости пород $<0,3$ вблизи Адабашского разлома зафиксирован в ряде зон, к которым приурочены проявления формации щелочных натриевых метасоматитов. Наиболее крупные из них имеют север-северо-восточное, субширотное и северо-восточное направления (рис. 4).

Север-северо-восточная зона пространственно тяготеет к зоне Дорожного разлома. Северо-восточная вытянута параллельно Адабашскому разлому и проходит восточнее. Известные месторождения и рудопроявления (за исключением Сотницкого) приурочены к субширотной зоне и расположены в ее северной части, в области, где значения КК — от 0 до 0,3. Большинство установленных к настоящему времени тел урановорудных альбититов находятся в пределах этой зоны, причем большая часть из них выявлена в восточной части, на участке, ограниченном с запада Адабашским разломом.

Для определения тектонофизических позиций зон метасоматоза нами использован статистический вариант парагенетического метода структурного анализа, адаптированный для исследования докембрийских объектов. С целью определения динамического влияния Адабашского разлома построена диаграмма простирания разрывных структур (рис. 5, а).

По аналогии со сдвиговыми моделями С.С. Стоянова (рис. 5, б) выделены два структурообразующих направления данной территории: северо-западное в условиях левого сдвига и северо-восточное в условиях правого. Относительно выделенных структурообразующих направлений субширотная зона нарушенного

КК занимает *T*-позицию. Поскольку *T*-структуры — это структуры растяжения, имеющие наибольшую проницаемость, благоприятную для циркуляции гидротермальных растворов, то нахождение в таких структурах рудных метасоматитов вполне закономерно.

Субширотная зона, содержащая тела ураноносных альбититов, непосредственно примыкает к Адабашскому разлому и, вероятно, является вторичной структурой этого направления, а формирование ураноносных альбититов, соответственно, может быть связано со сдвиговыми дислокациями по Адабашскому разлому.

Выводы. 1. Гидротермально-метасоматические изменения пород новоукраинского комплекса в зонах дизъюнктивных нарушений привели к существенным изменениям минерального и химического состава. Это отразилось на физических свойствах метасоматических пород, магнитная восприимчивость которых определяется объемом новообразованного магнетита. При общем уменьшении плотности при гидротермально-метасоматическом изменении гранитоидов в зоне Адабашского разлома происходит увеличение магнитной восприимчивости измененных пород, т. е. корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью кристаллических пород фундамента нарушается.

2. Участки с коэффициентом корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород $<0,3$ (индикатор гидротермально-метасоматических изменений) в зоне Адабашского разлома, к которым приурочено большинство проявлений формации щелочных натриевых метасоматитов, вытянуты в север-северо-восточном, субширотном и северо-восточном направлениях.

3. Ураноносные щелочные натриевые метасоматиты Партизанского и Кировского месторождений, а также Западно-Адабашского, Новоалексеевского, Алексеевского, Западного, Захаровского, Восточного рудопроявлений зоны Адабашского разлома приурочены преимущественно к субширотной зоне с пониженным коэффициентом корреляции плотности и магнитной восприимчивости (0—0,3). Эта зона находится в *T*-позиции относительно правого сдвига по Адабашскому разлому. Сотницкое (Ареповское) рудопроявление находится в зоне, вытянутой в север-северо-восточном направлении на участке, где коэффи-

циент корреляции плотности и магнитной восприимчивости <0 .

4. Между образованием ураноносных щелочных натриевых метасоматитов и пород новоукраинского комплекса существовал большой временной перерыв (~200 млн лет), когда произошло формирование дайкового комплекса основных и ультраосновных пород, т. е. щелочному натриевому метасоматозу здесь предшествовала магматическая активизация с внедрением пород основного и ультраосновного состава.

5. Для уточнения структурной позиции отдельных тел щелочных натриевых метасоматитов необходимо провести анализ латеральной диспозиции разрывных структур зоны Адабашского разлома, даек основных пород и тел щелочных натриевых метасоматитов, используя тектонофизические модели С.С. Стоянова, корректные относительно условий подобия деформации.

1. Гречишников Н.П., Коржнева Е.П., Крамар О.А. и др. О возрасте дайковых пород Суботско-Мошоринской зоны // Геол. журн. — 1980. — № 5. — С. 139—143.
2. Державні геологічні карти України з пояснювальними записками. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка) / В.М. Клочков, Я.П. Білинська, О.М. Шевченко та ін. — 1 : 200 000. — К. : УкрДГРІ, 2001. — 119 с.; Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград) / О.М. Нечасенко, Л.Е. Кравченко, І.М. Нікітченко та ін. — 1 : 200 000. — К. : ДП "Центргеологія", 2007. — 103 с.
3. Занкевич Б.О., Крамар О.О. Структурно-тектонофізичні фактори уранового зрудення альбітітів Кіровоградської розломної зони // Зб. наук. пр. ІГНС НАН та МНС України. Геохімія та екологія. — К., 2003. — Вип. 8. — С. 229—241.
4. Комаров А.Н., Черкашин Л.А. Редкометальные тектонометасоматические зоны Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1991. — 180 с.
5. Михальченко И.И., Шафранская Н.В. Некоторые особенности структуры Партизанского рудного поля // Геохимія та рудоутворення. — 2009. — Вип. 27. — С. 35—37.
6. Пахомов В.И. Общая теория обнаружения месторождений полезных ископаемых. — М., 2000. — 161 с.
7. Пахомов В.И., Пахомов М.И. Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. — М. : Недра, 1988. — 152 с.
8. Савицкий А.В., Казанский В.И. Результаты петрофизических исследований рудоносных разломов кристаллического фундамента // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. — М. : Наука, 1985. — С. 48—73.
9. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. — М. : Недра, 1977. — 144 с.

10. Шербак Д.Н. Геохронология эпох активизации урана // Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. — Киев : Наук. думка, 1995. — С. 187—216.

Поступила 27.12.2010

I.I. Михальченко, Н.В. Шафранська

СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ ТІЛ УРАНОНОСНИХ ЛУЖНИХ НАТРИЄВИХ МЕТАСОМАТИТІВ У ЗОНІ АДАБАСЬКОГО РОЗЛОМУ

Описано гідротермально-метасоматичні перетворення гранітоїдів Новоукраїнського комплексу в зоні Адабаського розлому (Новоукраїнський масив Українського щита), що призвели до зміни хімічного і мінерального складу порід. Лужні натрієві метасоматити, на відміну від практично немагнітних гранітоїдів, мають підвищену магнітну сприйнятливість, обумовлену утворенням магнетиту. Зони метасоматичних змін виділені з використанням петрофізичного методу картування метасоматитів. Встановлено ймовірну тектонофізичну позицію однієї з зон, до якої приурочена більшість виявленіх урановорудних об'єктів, відносно структуроутворювальних напрямків (розломів) території досліджень. Відзначено, що між утворенням порід Новоукраїнського комплексу і лужних натрієвих метасоматитів відбулося вкорінення дайок базитів та ультрабазитів.

I.I. Mikhalchenko, N.V. Shafranska

STRUCTURAL POSITION OF THE BODIES OF URANIUM-BEARING ALKALINE SODIUM METASOMATITES IN THE ZONE OF THE ADABASH FAULT

Experience of application of petrophysics method of mapping of metasomatites is described. A method is based on the change of mineral composition, and physical properties of rocks in the process of epigenetic transformations. Structural position of the distinguished metasomatic zones with uranium mineralization is certain relative to (sub)regional tectonic structures. The result of influence of alkaline sodium solution on granitoids of the Novoukrainka complex (Novoukrainka massif of the Ukrainian Shield) is a change of mineral composition and physical properties of rocks. The most considerable transformations of granites occur at the early (basic) stage of hydrothermal-metasomatic transformations. There was considerable withdrawal of Si, introduction of K. The mass concentration of iron remained invariable, the degree of iron oxidization increased progressively. It is reflected on chemical composition of neogenic dark-coloured minerals. Apogranitic alkaline sodium metasomatites, in contrast to nonmagnetic granites, have higher susceptibility conditioned by formation of magnetite. The Novoukrainka complex rocks have positive correlation of density and susceptibility. Alkaline sodium metasomatites have high value of susceptibility at a lesser or equal density. On this reason was used petrophysical method of mapping of metasomatites. The probable tectonophysical position one of mapped zones, for which the majority of discovered uranium objects is determined relative to structure generating directions (faults) of the territory under research.

UDC 553.32 (477)

R.D. Schuiling

Institute of Geosciences, Utrecht University, The Netherlands

E-mail: schuiling@geo.uu.nl

PYROLUSITE-RICH TAILINGS FROM NIKOPOL AGAINST ANOXIA?

Anoxia in marine basins is a problem, or is feared to become a problem in several locations. A straightforward remediation would be to blow large volumes of oxygen (or air) into those sub-oxic waters, but that is a tiresome and costly affair. By introducing a solid oxygen donor, it should be possible to attack the anoxia problem for a reasonable period of time in a single and simple operation. An obvious and cost-effective choice would be the use of the mineral pyrolusite (MnO_2). This is one of the commonest manganese ore minerals, and hundreds of millions of tons of manganese tailings containing this mineral are stored in tailings near manganese mines all over the world. A well-known example of such tailings can be found in the manganese mining district near Nikopol/Ukraine. Its use has no harmful effect, as the mineral contains no heavy metals, and even its pore waters are of drinking water quality. The major problem is probably that the reaction of MnO_2 is rather sluggish.

Introduction. Many marine systems, particularly in semi-enclosed and shallow water bodies suffer from anoxia. This is often aggravated by the influx of nutrient-rich waters, leading to phytoplankton blooms. When the plankton dies and sinks to the bottom, their decomposition uses up the available oxygen. Sometimes a remediation is found by blowing air into these anoxic water bodies, like in the Salford Docks area near Manchester, where the waters were heavily polluted by the runoff from sewers. A compressed air injection raised the oxygen level by up to 300 %, leading to a spectacular recovery of the fish stock, both in numbers as in diversity [2]. Although such a remediation is possible, it is costly and energy-intensive, the more so as quite a bit of the air will escape as bubbles, and not take part in the solution of the problem. If one could provide oxygen by using a solid oxygen donor, one can in the course of one simple and cost-effective operation find a remediation for the anoxia. The solid donor can be emplaced at the heart of the problem, and all the released oxygen can play a part in the process. A problem that could occur is the fact that the oxygen release may be sluggish. On the other hand, this makes it possible to spread the effect over a certain length

of time, even though the operation itself can be executed rapidly.

Choice of oxygen donor. The material must be cheap, and available in large quantities. A logical choice is the mineral pyrolusite, MnO_2 , one of the most common manganese ore minerals. In the form of a commercial manganese concentrate, however, it will not be cheap. All manganese ores occur together with other minerals, so-called gangue minerals. In order to obtain a commercial manganese concentrate, during ore dressing the gangue minerals are separated as completely as possible from the ore minerals. The aim is to produce a commercial concentrate with a minimum Mn-content of 48 %. The success of this treatment, which is expressed by the term recovery, depends on the grain size and the degree of interlocking of the minerals. The gangue minerals are environmentally innocuous minerals like quartz, calcite and clay minerals. Together with the unrecovered manganese minerals these are called tailings which are stored in basins or on tailing dumps. These tailings still contain several % up to 21 % of MnO_2 . Manganese ores are notably poor in harmful elements like mercury, arsenic, lead or cadmium.

Nikopol in the Ukraine is a famous manganese mining district. The Nikopol district has been the

world's major manganese producer for a number of years, and is still in operation. It has the largest known manganese resources in the world [1]. The manganese ore is a fine-grained sedimentary ore, which makes that after ore dressing the remaining tailings still contain 21 % of pyrolusite. It is likely that the cost to obtain these tailings will involve no more than its handling and shipping to the point of use. An advantage for the mine is that the area now occupied by the tailings becomes available for other uses.

The total amount of tailings stored in large basins near the Nikopol mines is 170 million tons. This means that they contain 35.7 million tons of pyrolusite. When this amount of MnO_2 is reduced to MnO it releases 6.5 million tons of oxygen. One mole of oxygen (O_2) = 32 gram, and one mole of gas (NTP) takes a volume of 22.7 liter. The amount of oxygen released by the pyrolusite equals 4500 billion liters of oxygen. One m^3 of a solid oxygen donor like pyrolusite contains hundreds of times more oxygen than one m^3 of air.

Transport of the tailings should be easy. The city of Nikopol is situated on the banks of the lower reaches of the river Dniepr, which is navigable for fairly large ships, and reaches the Black Sea near the city of Cherson.

A cure for local anoxia? It is proposed to use these or similar Mn-tailings for the mitigation of anoxia. This is an example of geochemical engineering, which involves the use of geochemical processes and natural materials to solve environmental problems [3]. The first question to be answered is, will their release in deep anoxic waters make a serious contribution to suppress the anoxia? This will depend on the rate of oxygen release by fine-grained pyrolusite under anoxic conditions. The best way to find out is probably to select a test site of a small anoxic polluted lake or a fjord with anoxic bottom waters and spread a cover of pyrolusite tailings over its bottom. Then the changes in oxygen saturation must be monitored. If there is a considerable improvement over a time span of a few months to a few years, the method can be applied for the remediation of anoxia in urgent cases.

Almost certainly marine biologists will raise the question of the environmental damage to marine life that such a geochemical engineering solution might cause. Evidently, potential negative effects on the environment must be closely followed, but from the nature of the pyrolusite itself and its accompanying minerals it seems improbable that

this solution will have any negative environmental consequences. Manganese ores are notably poor in heavy metals, and the other minerals are no different than what is found in normal bottom sediments. During an inspection of the mine tailings it was observed that the pore waters inside the Nikopol tailings were of drinking water quality.

Once the questions as to the rate of reaction, and the absence of negative environmental consequences are solved to satisfaction, one can turn the attention to the logistics and the financial consequences of this approach, as well as the selection of the most urgent but small-scale cases of anoxia. It is unlikely that the method can ever be applied to treat large stretches of oceanic anoxic bottom waters. A point of discussion would be the choice between the use of a pyrolusite concentrate (limited volume required, but more expensive) and pyrolusite containing tailings (larger volume, but less expensive).

Conclusions. Oxygen is the most direct answer to anoxia. It is proposed to use a solid oxygen donor in the form of pyrolusite instead of blowing air into the water.

Large volumes of pyrolusite-rich tailings are available near many manganese mines in the world.

No negative environmental consequences are expected by the use of this method.

Cees van der Weijden is thanked for his comments.

1. Corathers L.A. Mineral Commodities Summaries. — USGS, 2005. — P. 104—105.
2. Hindie P. Exploring Greater Manchester — a fieldwork guide. — pdf Manchester Geogr. soc., 1988. — P. 13.
3. Schuiling R.D. Geochemical engineering : taking stock // J. Geoch. Expl. — 1998. — **62**. — P. 1—28.

Received 29.10.2010

Р.Д. Шхаулин

ПИРОЛЮЗИТСОДЕРЖАЩИЕ ХВОСТЫ ИЗ НИКОПОЛЯ ПРОТИВ АНОКСИИ?

Аноксия является проблемой морских бассейнов некоторых регионов. Наилучшим средством могло бы быть закачивание больших объемов кислорода (или воздуха) в обедненные кислородом воды, но это довольно хлопотная и дорогостоящая операция. Наиболее простой метод — введение твердого источника кислорода как одиночной операции. Очевидным и эффективным выбором может стать использование пиролюзита (MnO_2) — одного из наиболее распространенных марганцево-рудных минералов. Сотни миллионов тонн содержащих его марганцевых хвостов хранятся в окрестностях марганцевых шахт во всем мире. Хорошо известны примеры таких хвостов в

районе добычи марганца под Никополем (Украина). Их использование не оказывает какого-либо вредного воздействия, поскольку минерал не содержит тяжелых металлов и даже его поровые воды соответствуют по качеству питьевой воде. Основная проблема заключается в том, что реакция MnO_2 проходит очень медленно.

Р.Д. Шхаулін

ПІРОЛЮЗИТВМІСНІ ХВОСТИ З НІКОПОЛЮ ПРОТИ АНОКСІЇ?

Аноксія є проблемою морських басейнів деяких регіонів. Найкращим запобіжним заходом могло б бути

закачування великих об'ємів кисню (або повітря) у збіднені киснем води, але це надто складна і дорога операція. Найпростіший метод — введення твердого джерела кисню як окремої операції. Очевидним і ефективним може бути використання піролюзиту (MnO_2) — одного з найпоширеніших марганцево-рудних мінералів. Сотні мільйонів тонн марганцевих хвостів, що містять його, зберігаються в околицях марганцевих шахт у всьому світі. Зокрема, у районі видобування марганцю поблизу Нікополя (Україна). Їх використання не матиме шкідливої дії, оскільки мінерал не містить важких металів і навіть якість його порових вод відповідає якості питної води. Основна проблема полягає у тому, що реакція MnO_2 проходить дуже повільно.

МИНЕРАГЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ И В ПРОСТРАНСТВЕ (отзыв на трехтомник "Историческая минерагения")

"Несомненно, можно найти много случаев, когда какой-нибудь минерал имеет совершенно определенную область времени и истории Земли, как он имеет определенную область распространения".

В.И. Вернадский *

В 2005—2008 гг. издательством Воронежского государственного университета опубликована трехтомная монография "Историческая минерагения". Трехтомник содержит обширную информацию о многочисленных месторождениях полезных ископаемых мира с позиции проявления восьми минерагенических эпох на основных планетарных структурах и является важнейшим вкладом в современную геологическую науку.

Стремительное нарастание объема информационных потоков и усиление процессов глобализации требует адекватной систематизации и обобщения получаемых из различных источников геологических сведений. Справедливость высказывания А.П. Карпинского о том, что для понимания сущности вещей "Геологу нужна вся земля", неоднократно подтверждалась работами отечественных и зарубежных исследователей, внесшими свой вклад в обобщение геологической информации на глобальном уровне. Иначе разрозненные по базам данных и неосмыслиенные с позиций существующих теорий геологические сведения стремительно утрачивают свое значение, а получение новых фактических данных всегда сопряжено со значительными временными, финансовыми и техническими затратами. Толкование же отдельных фактов вне контекста общей поисковой концепции порождает неоправданные прогнозы и попросту заводит в тупик.

В этом контексте выход в свет трехтомного издания "Историческая минерагения" (Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев. — Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005—2008. — Т. 1: Введение в историческую минерагению. — 2005. — 590 с. ; Т. 2 : Историческая минерагения древних платформ. — 2007. — 570 с. ; Т. 3 : Историческая минерагения подвижных суперпоясов. — 2008. — 622 с.) является достойным продолжением лучших тра-

диций геологической мысли и отражением существующих на рубеже тысячелетий научных представлений о закономерностях размещения повышенных концентраций минерального сырья как результате длительных и взаимосвязанных во времени и пространстве планетарных и космических энергетических процессов.

Трехтомник стильного дизайна вмещает обширные сведения более чем о трех тысячах месторождений полезных ископаемых мира с позиции проявления восьми минерагенических эпох на основных планетарных структурах — девяти платформах и пяти подвижных поясах. Это весомый результат и показательный пример сотрудничества университетской науки (ВГУ), отраслевой научно-исследовательской школы (ЦНИГРИ) и производственной промышленной акционерной компании "АЛРОСА".

Украинской геологической общественности трехтомное издание "Исторической минерагении" было представлено осенью 2010 г. ее авторами во время традиционных Судакских чтений, ежегодно проводимых Крымским отделением Украинского государственного геологоразведочного института (г. Симферополь).

* Вернадский В.И. Избр. соч. — М. : Изд-во АН СССР. — Т. 2 : Опыт описательной минералогии. — 1955. — С. 46.

поль) и посвященных обсуждению актуальных проблем поисковой геологии. Во времена стремительного роста информационных и коммуникативных технологий книга все же остается наиболее надежным и выразительным вместилищем знаний и приобретенного опыта для многих наших коллег. Тираж трехтомника относительно небольшой — 500 экземпляров. Поэтому, прежде чем отметить наиболее интересные для нас разделы, посвященные вопросам алмазообразования, мы приводим выдержки из аннотаций к трем томам.

В первом томе на основе анализа известного фактического материала, касающегося размещения крупнейших месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых Земли, авторы восстанавливают историю минерагенического процесса по основным минерагеническим эпохам — раннего докембрия, рифейской, раннепалеозойской (каледонской), среднедевонско-раннекаменноугольной (раннегерцинской), среднекаменноугольной-среднетриасовой (позднегерцинской), позднетриасово-юрской (киммерийской), меловой (раннеальпийской), кайнозойской (позднеальпийской). Показано, что формирование наиболее крупных из ныне известных скоплений рудного и нерудного вещества является результатом длительных (иногда более 1 млрд лет), многостадийных процессов, в которых в разные временные интервалы играли роль различные по значению факторы, отражавшие особое энергетическое состояние земных недр в отдельные геологические эпохи. На примерах отдельных видов полезных ископаемых (с акцентом на распространенные в пределах Сибирской платформы — "полосчатые железистые формации" алданского типа, никель, хромиты, tantal и ниобий, полиметаллы, золото, серебро, минералы платиновой группы и др.) показаны соотношения и отдельный вклад планетарных, региональных и локальных тектонических движений, а также вклад климатических обстановок в формирование месторождений. Критически рассмотрены конкурирующие эволюционные модели тектонических, магматических событий, терригенного, хемогенного, биогенного осадкоакапления, становления внешних оболочек — стратосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы.

Во втором томе рассматриваются минерагенические аспекты процессов кратонизации на

континентах Земли в палеогее и неогее. Показаны общие, планетарного ранга, особенности минерагенеза для каждого из восьми минерагенических этапов развития и частные особенности, делающие каждую из девяти древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Индостанская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Австралийская, Антарктическая) неповторимой минерагенической "суперпровинцией". На примерах преимущественно "платформенных" видов минерального сырья (кимберлиты, карбонатиты) и месторождений меди и никеля в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузиях, полосчатых железистых формаций (джеспилиты) и т. д. обоснованы соображения о минерагеническом облике и потенциале различных регионов с платформенным типом развития.

В третьем томе изложены минерагенические аспекты процессов тектонической активизации складчатых подвижных поясов. Показаны черты минерагенеза всеобщие, планетарного ранга, для семи минерагенических этапов развития и частные, делающие каждый из пяти выделяемых суперпоясов (Средиземноморский, Тихоокеанский, Арктический, Урало-Монголо-Охотский, Атлантический) неповторимыми минерагеническими "суперпровинциями". На примерах показательных видов минерального сырья — массивных сульфидов различных типов, гидротермальных, плутоногенных, осадочно-экскавационных разной глубинности и РТ условий, экзогенных полезных ископаемых — даны характеристики минерагенического облика и потенциала различных регионов, претерпевших тектоническую активизацию в неогее. Охарактеризованы месторождения новых типов минерального сырья (самородного селена, драгоценных разновидностей корунда на западе Тихоокеанского суперпояса). Описаны важные черты развития минерагенических поясов Земли — Оловянного Боливии и Южного Перу, Медного Чили, Иберийского Пиритового, вольфрамоносной "провинции Цзянси" Восточного Китая и Северного Вьетнама, Уральского, Казахстанского, Среднеазиатского. Приведено обобщение материалов по основным месторождениям Якутии и российского Дальнего Востока. Специальная глава знакомит читателя с особенностями современного минерагенеза, скоплениями золота, ртути, редких и прочих металлов,

связанных с вулканической активностью, дегазацией Земли. Характеризуются взгляды на условия возникновения месторождений массивных сульфидов, урана, участие органического вещества в рудообразовании. Приведены новые данные о месторождениях ювелирных алмазов Калимантана (Средиземноморский суперпояс), Восточной Австралии (Тихоокеанский суперпояс).

Несомненно, что появление такого издания стало возможным благодаря многолетним и разноплановым трудам его авторов. Очевидно, эволюция их взглядов и представлений происходила одновременно с продолжительным накоплением систематизированных сведений о сопряженности тектонических и магматических процессов разных временных периодов и пространственных структур Земли. При этом многие теоретические концепции и поисковые модели получили практическую реализацию благодаря осуществлению масштабных целенаправленных поисков стратегических видов минерального сырья (алмазов, урана, редкоземельных элементов и благородных металлов), определивших прогресс развития человечества во второй половине XX в. и заложивших основы для постиндустриальной эпохи нового тысячелетия.

Последовательное рассмотрение историко-минерагенических черт девяти древних платформ позволило выделить их общие и индивидуальные особенности. Первые связаны с наиболее стабильными и древними частями фундамента. Вторые характерны для областей, активизированных в более поздние этапы развития. Для аккреционного или деструкционного типов развития древних платформ характерен свой комплекс полезных ископаемых. Особая минералогическая специализация древних платформ связывается с тремя группами магматических формаций: щелочно-ультраосновными телами кимберлитов и лампроитов; рудоносными ультраосновными щелочными комплексами с карбонатитами; основными-ультраосновными расслоенными интрузиями. При установлении длительных платформенных режимов развития возникали гипергенные месторождения медиистых песчаников, калийных солей и полигенных россыпей. Минерагеническая зональность прослеживается в строении Восточно-Европейской и Сибирской платформ, предполагается в Северо-Американской. Концентрическое строение слож-

нее установить на других платформах, в большей степени подвергшихся дроблению и переработке.

Наиболее благодатным материалом для историко-минерагенических построений и исследований пульсационных изменений глубинных энергетических состояний планеты являются карбонатиты и кимберлиты. Эти породы распространены на всех без исключения платформах и охарактеризованы однотипными данными, включая изотопный анализ. Кимберлиты служат основными транспортерами промышленных концентраций алмазов к поверхности земли. При этом вопрос "является ли алмаз древнейшим минералом планеты или его формирование на соответствующих глубинах происходит до настоящего времени?" — остается открытым. Как известно, с помощью Sm-Nd изотопной системы для включений зональных гранатов из перидотитовой ассоциации определен нижний возрастной предел около 3,0—3,5 млрд лет для зерен минералов, сохранившихся на глубинах верхней мантии. Возможному поступлению более древних алмазов катархея на поверхность Земли препятствовала высокая температура плавления их потенциальных транспортеров — котианитов. По-видимому, "экстрагенный интервал" истории алмаза начинается с раннего протерозоя. Обнаружение среди кристаллических включений в алмазе "необычных минералов" (ферропериклаз, Mg, Si- и Ca, Si- "перовскиты", мейдгоритовый гранат и др.) свидетельствуют о том, что сверхглубинные алмазы могут сопровождаться совершенно иными минералами-спутниками, чем высокочромистые пиропы и хромшпинелиды.

В теоретических построениях авторы не вступают в полемику с другими исследователями, демонстрируя самые разные точки зрения и оставляя читателям и последователям возможность для самостоятельного анализа изложенной информации. Вместе с тем в заключительной главе второго тома они выделяют три важные взаимосвязанные проблемы алмазной геологии докембра:

1. Наиболее ранний временной интервал появления на земной поверхности алмазов — рубеж архея и раннего протерозоя (около 2,5 млрд лет назад). Опорный пример — формация Витватерсrand, где алмазы содержатся только в "верхней системе" (нижнепротерозайской). Здесь же заслуживают внимания

наиболее полные данные о достоверных находках алмазов в коренных дорифейских породах.

2. Возможный петрографический тип коренных источников-транспортеров алмазов для нижнепротерозойских россыпей — менее магнезиальные и тугоплавкие (по сравнению с архейскими) раннепротерозойские коматиты (пример — метакоматиты Французской Гвианы).

3. Нынешний облик и сохранность древнейших алмазоносных магматитов Урала, Тимана, Калимантана, Восточной Австралии, как и синхронизация становления алмазоносных тел этих регионов остаются невыясненными.

Несомненный факт — крупнейшие геологические события растяжения и сжатия, трансгрессии и регрессии, коро- или гранитообразования сопровождались эпохами проявления глубинного мантийного магматизма. Показано, что принципиальное отличие коматитового механизма транспортировки от кимберлитового состоит в том, что первый связан с обстановками растяжения, а второй — с мантийными процессами переплавки поступающего с нисходящими потоками корового вещества и последующей поставке его порций на поверхность.

Не отрицая явления биполярности, авторы отмечают, что его влияние на прогноз месторождений полезных ископаемых уступает по масштабам общепланетарным закономерностям, определяющим содержание основных этапов развития Земли, характеризующихся значительной протяженностью во времени однотипных тектонических процессов. Следствием таких длительных процессов служат физико-химические преобразования вещества и его закономерные концентрация или разубоживание, проявленные по определенным структурным позициям, многообразие которых может быть представлено в виде концептуальных моделей. Примеры успешных открытий уникальных месторождений свидетельствуют о том, что изучение вещественного состава геологического материала имеет решающее значение, несмотря на все разнообразие теоретических представлений. Именно работа с минеральным веществом прокладывает путь к новым открытиям.

Историко-минерагенический подход к прогнозным построениям не только подтвердил

основные закономерности эволюционного развития Земли, но и способствовал разработке новых представлений о "рассеянном рудогенезе", о зонально-концентрическом глубинном строении Восточно-Европейской платформы, о возможном распределении кимберлитов разных продуктивных эпох на ее территории, а также созданию более совершенной гипотезы многоэтапного и длительного формирования золоторудных скоплений и отражении в них более поздних металлогенических процессов.

Для геологов Украины сегодня это приобретает особо актуальное значение, поскольку традиционные подходы системного изучения геологических структур и прогнозных построений претерпевают коренные преобразования. Без знаний планетарных закономерностей все труднее становится выстраивать поисковые концепции на конкретных площадях. Энергия человеческой мысли существенно стимулируется характером решаемых задач и угасает вместе с уменьшением масштаба поисков. Также, к сожалению, интерес к изучению типов пород и минералов сегодня подогревается лишь отдельными находками или выборочной информацией об их практической значимости. Системное изучение эволюции земных недр и глубинного расположения рудоносных геологических структур в последние годы утрачивает свое значение. Следствием этого процесса оказывается невосполнимая потеря уникального каменного материала. Эта потеря визуальной информации означает, что при наличии массы теоретических прогнозов и концепций мы не представляем, что именно ищем и как это может выглядеть. Наглядным примером являются поиски коренных алмазных месторождений на территории Украины — при множестве теоретических прогнозов до сих пор однозначно не определен генетический тип большинства находок россыпных алмазов на разных мегаблоках Украинского щита.

Справедливо отметим и то, что, несмотря на колоссальное число цитированных источников, в поле зрения авторов трехтомника не попали недавно изданные в Украине фундаментальные труды. Например, "Петрология Украинского щита" (автор — И.Б. Щербаков, Львов, 2005), "Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей" (авторы — Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко, Киев, 2005), "Металличес-

кие и неметаллические полезные ископаемые Украины" : в 2 т. (авторы — Д.С. Гурский, К.Е. Есипчук, В.И. Калинин и др., Киев-Львов, 2006), "Перспективы коренной алмазоносности Украины" (авторы — Ю.В. Гейко, Д.С. Гурский, Л.И. Лыков и др., Киев, 2006). Поэтому ряд вопросов, касающихся геологии и минерагении юго-западной части Восточно-Европейской платформы, детально изученной на региональном уровне, освещены в трехтомнике в самых общих чертах.

Итак, подобные обзорные издания, к которым принадлежит "Историческая минерагения", дают комплексные и системные представления о планетарных закономерностях минерагенеза, без которых отрывочные сведения и даже отдельные удачные геологические находки утрачивают свою познавательную и коммерческую ценность. Помимо обобщения

огромного количества фактического материала, творческого анализа архивных материалов и публикаций последних десятилетий, ценность этого издания заключается еще и в возможности сохранения и передачи накопленных знаний будущим поколениям исследователей.

В заключение вновь обратимся к идеям и высказываниям В.И. Вернадского о том, что на определенном этапе развития биосферы сила человеческой мысли становится мощным геологическим фактором, преобразующим облик нашей планеты. Сосредоточением мыслей по-прежнему являются книги. И появление таких изданий, как трехтомник "Историческая минерагения", можно считать знаковым событием в геологической науке нашего времени.

В.Н. КВАСНИЦА, Т.Я. КУТУЗОВА

НАШІ АВТОРИ

Балаганский Виктор Валентинович — д-р геол.-минерал. наук, проф., вед. н. с. ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

Бобров Олександр Борисович — д-р геол.-мінерал. наук, проф., зав. від. УкрДГРІ М-ва екології та природ. ресурсів, Київ

Васильев Евгений Алексеевич — канд. геол.-минерал. наук, с. н. с. С.-Петербург. гос. горн. ин-т (ГТУ) им. Г.В. Плеханова, С.-Петербург, Россия

Dhuime Bruno — dr. Univ. of Bristol, United Kingdom

Єремєєв Геннадій Платонович — канд. геол.-мінерал. наук, с. н. с. ІГНС НАН та МНС України, Київ

Загійтко Василь Миколайович — д-р геол.-мінерал. наук, проф. Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка, Київ

Кvasnicia Віктор Миколайович — д-р геол.-мінерал. наук, проф., зав. від. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Козлов Александр Владимирович — д-р геол.-минерал. наук, зав. каф. С.-Петербург. гос. горн. ин-т (ГТУ) им. Г.В. Плеханова, С.-Петербург, Россия

Кременецкий Александр Александрович — д-р геол.-минерал. наук, проф., дир. ИМГРЭ РАН, Москва, Россия

Кутузова Тетяна Яківна — канд. геол. наук, нач. Центр. інспекц. упр. Держ. комітету ядер. регулювання України, Київ

Лобач-Жученко Светлана Борисовна — д-р геол.-мінерал. наук, проф., гл. н. с. ИГГД РАН, С.-Петербург, Россия

Лютюев Владимир Павлович — канд. геол.-минерал. наук, вед. н. с. ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Martins Maximilian — dr., prof., head of chair. Univ. Federal de Minas Gerais, Brazilia

Михальченко Іван Іванович — геолог I кат. КП "Кіровгеологія", Київ

Паранько Ігор Степанович — д-р геол.-мінерал. наук, проф. Криворіз. держ. пед. ун-т, Кривий Ріг

Петровский Виталий Александрович — д-р геол.-мінерал. наук, гл. н. с. ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Пономаренко Олександр Миколайович — д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, дир. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Пресняков Сергей Леонидович — вед. инж. Центр изотоп. исслед. ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия

Сергеев Сергей Андреевич — канд. геол.-минерал. наук, нач. Центр изотоп. исслед. ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия

Силаев Валерий Иванович — д-р геол.-минерал. наук, гл. н. с. ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Соболев Віктор Борисович — н. с. Техн. центр НАН України, Київ

Степанюк Леонід Михайлович — д-р геол. наук, заст. дир. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Сухарев Александр Евгеньевич — канд. геол.-минерал. наук, н. с. ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Цимбал Степан Миколайович — канд. геол.-мінерал. наук, пров. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Цимбал Юрій Степанович — канд. геол. наук, с. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Schuling R.D. — dr., prof. Inst. of Geosciences, Univ. Utrecht, The Netherlands

Шафранська Наталія Василівна — канд. геол. наук, нач. від. КП "Кіровгеологія", Київ

Шумлянський Леонід Владиславович — канд. геол. наук, с. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

На першій стор. обкладинки: Кристали гіпсу на гіфах міцелію (грибниці).

Збільшено в 600 разів.

На четвертій стор. обкладинки: Те саме. Збільшено у три тисячі разів.

Фото з архіву Д.П. Дъоменка

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРІВ

У "Мінералогічному журналі. Mineralogical Journal (Ukraine)" друкуються оригінальні статті, огляди, рецензії та матеріали хронікального характеру, що висвітлюють питання мінералогії, геохімії, петрології, рудоутворення, мінералогічних і геохімічних методів пошуку та оцінки родовищ корисних копалин. Статті приймаються на розгляд редколегії за умови, що вони не були опубліковані раніше і не подані для опублікування в інших виданнях.

Статті публікуються однією з трьох мов: українською, російською, англійською.

Загальні вимоги

Стаття подається до редакції у електронному вигляді (на диску або електронною поштою) та у двох твердих копіях, підписаніх всіма авторами.

Порядок розміщення матеріалів у файлі та твердих копіях: текст, література, іншомовні резюме, таблиці, рисунки, підрисункові підписи, відомості про авторів. Всі сторінки нумеруються. Кожний рисунок і кожна таблиця подаються на окремій сторінці. На окремих сторінках подаються також два іншомовних резюме відносно тексту статті.

Обсяг статті, включаючи таблиці і резюме, **не повинен перевищувати 25 стор.**

Для статей українською або російською мовами резюме англійською мовою (*Summary*) має бути розширенім до 1 сторінки та включати основні відомості про об'єкти, методи досліджень, отримані результати та висновки. Перед текстами іншомовних резюме дублюються назва статті, прізвища і ініціали авторів (прізвища **англійською мовою** — відповідно до закордонного паспорту).

До друку приймаються *структуровані* статті. Обов'язковими розділами оригінальних статей є *вступ*, що включає історію вивчення питання, постановку проблеми та цілі (мету), *методика досліджень* — опис об'єктів (зразків) та методів досліджень, *результати та обговорення* — виклад отриманих авторами результатів та їх обговорення, *висновки*.

Перед списком використаної літератури рекомендується розміщати короткий розділ "*Подяки*" (*Acknowledgements*), у якому автори висловлюють подяку фахівцям, які допомагали під час виконання аналітичних робіт, розрахунків, надали суттєві поради, а також організаціям, що надали допомогу під час виконання робіт (матеріальна підтримка, доступ до приладів, об'єктів досліджень, документації).

Відомості про авторів подаються на окремій сторінці. Для кожного автора вказуються ім'я, по батькові, прізвище; науковий ступінь, вчене звання, посада; повне найменування організації — місце основної роботи, її адресу. Для *контактної особи з числа авторів* слід вказати також номер телефону та електронну адресу.

Оформлення

Тексту статті має передувати цифровий шифр УДК, прізвища всіх авторів, назва статті і резюме мовою статті.

Текст має бути набраний у форматі *MS WORD* шрифтом *Times New Roman Cyr* (розмір — 12 pt) через 1,5 інтервали, на сторінці формату A4 (210 × 297 мм).

Поля: нижнє, верхнє, ліве, праве — 20 мм.

Над-, підрядкові *індекси, формули і математичні знаки* слід набирати з використанням додатка *MS EQUATION 3.0*. *Фізичні величини* необхідно наводити в одиницях СІ, згідно зі стандартом СЕВ 1052-78 «Метрологія. Единиці фізических величин».

Іноземні прізвища, географічні назви країн у тексті мають бути наведені в українській, російській або англійській (відповідно до мови тексту статті) транскрипції.

Таблиці повинні мати назву. Назви таблиць мають дублюватися **англійською мовою**. Примітки і виноски до таблиць слід друкувати безпосередньо під ними. Таблиці набираються шрифтом *Times New Roman Cyr* (розмір 8—10 pt). Кожному значенню у таблиці повинна відповідати одна комірка.

Ілюстрації надавати у електронному вигляді у форматах *COREL, TIF, JPG* з роздільною здатністю 300 dpi для напівтонових рисунків, 600 dpi — для штрихових. У твердих копіях — на одній стороні аркуша, на звороті якого необхідно вказати номер ілюстрації. На фотографіях (тільки ч/б) вказувати верх і низ та масштаб (для мікрофото — збільшення). *Текст на рисунках* (назви, осі, умовні позначення тощо) має бути англійською мовою; *підписи до рисунків* мають дублюватися **англійською мовою**.

Бібліографія. Перелік використаної літератури складають в алфавітно-хронологічному порядку. Посилання на літературні джерела слід наводити у квадратних дужках цифрами, що відповідають їх порядковим номерам за переліком.

У бібліографічних даних про використане видання необхідно вказати: (а) для книг — прізвище з ініціалами автора, назву книги, місто, видавництво, рік видання і повну кількість сторінок; (б) для статей — прізвище з ініціалами автора, назву статті, скорочену назву журналу чи збірника, рік і том (підкреслити), номер журналу, сторінки початку і кінця статті.

Посилання на неопубліковані матеріали не припускаються.

Додаткові відомості

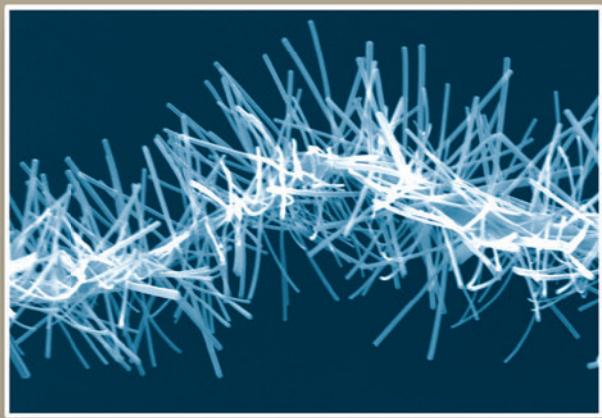
У випадку переробки статті датою її надходження вважається день одержання редакцією доробленого тексту.

У випадку відхилення статті редакція висилає автору повідомлення і повертає один примірник твердої копії.

За зміст матеріалу статті та достеменність, точність наведених в ній фактів, даних, бібліографічних довідок, цитат, написання географічних назв, власних імен тощо **несе відповідальність автор**.

У разі передруку матеріалів необхідно посыпатися на "Мінералогічний журнал. Mineralogical Journal (Ukraine)".

Індекс 70574



МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL
JOURNAL
(UKRAINE)

ISSN 0204-3548. Мінерал. журнал. 2011. Т. 33, № 1, 1-96