

УДК 550.93 : 549.514.81 : 552.45 (477)

Г.В. Артеменко¹, Л.В. Шумлянський¹, А.Ю. Беккер²,
И.А. Самборская¹, К.И. Гоголев¹, А.В. Мартынюк³

¹ Інститут геохімії, мінералогії і рудообрання
ім. Н.П. Семененко НАН України
03680, г. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: regul@igmof.gov.ua

² Манітобський університет, Канада
г. Вінніпег, Манітоба, Канада, пр. Портейдж (Portage), 515,
МВ Канада R3B 2E9
E-mail: bekker@cc.umanitoba.ca

³ Криворожська КГП, КП "Южукргеологія"
49000, г. Дніпропетровськ, Україна, ул. Чернышевского, 11
E-mail: pravobereg@rambler.ru

ВОЗРАСТ КЛАСТОГЕННОГО ЦИРКОНА ИЗ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНО-АННОВСКОЙ ПОЛОСЫ

С помощью метода *LA-ICP-MS* установлен U-Pb возраст кластогенного циркона из кварцитов Восточно-Анновской полосы — 3046 ± 23 млн лет. Метаосадочные породы Восточно-Анновской полосы, вероятно, моложе пород конкской серии: в метапесчаниках из железорудной пачки конкской серии на Чертомлыкском месторождении минимальный возраст кластогенного циркона составляет 3,08 млрд лет, хотя причиной разных значений возраста может быть поступление циркона из разных источников сноса. Кластогенный циркон в кварцитах Восточно-Анновской полосы мог быть получен за счет размыва плагиогранитоидов ранней фазы сурского комплекса (3,1—3,05 млрд лет), прорывающих коматиит-базальтовые серии зеленокаменных структур.

Ключевые слова: кварциты, кластогенный циркон, U-Pb возраст, конкская серия, Восточно-Анновская полоса, Среднеприднепровский мегаблок.

Введение. Складчатые структуры Криворожско-Кременчугского синклинория субмеридионального простирания сочленяются на востоке с хвостовидными складками северо-западного простирания — Высокопольской, Восточно-Анновской, Желтореченской и др., соединяющимися, в свою очередь, с архейскими зеленокаменными структурами внутренних частей Среднеприднепровского мегаблока (рис. 1). Восточно-Анновская полоса расположена в Северном районе Кривбасса, который характеризуется весьма сложным геологическим строением [1, 5, 7, 8, 13]. Здесь наблюдается постепенное уменьшение мощности метаморфических пород по простиранию на север от

Центрального района. На отдельных участках между Анновским и Желтореченским железорудными месторождениями отмечается их полное выклинивание, более высокая степень метаморфизма пород, развитие в них крутопадающих складчатых структур, осложненных разрывными нарушениями. Согласно геологическим данным [1, 7, 8], Восточно-Анновская полоса — это моноклиальная структура с устойчивым падением пород на запад в верхних частях, с глубиной оно становится вертикальным и первичное залегание пород может быть искажено.

Многие исследователи указывали на существенные различия в геологическом строении Восточно-Анновской полосы и Центрального района Кривбасса. В Криворожском синклинории амфиболиты залегают на эродированной поверхности саксаганских плагиограни-

© Г.В. АРТЕМЕНКО, Л.В. ШУМЛЯНСКИЙ,
А.Ю. БЕККЕР, И.А. САМБОРСКАЯ,
К.И. ГОГОЛЕВ, А.В. МАРТЫНЮК, 2015

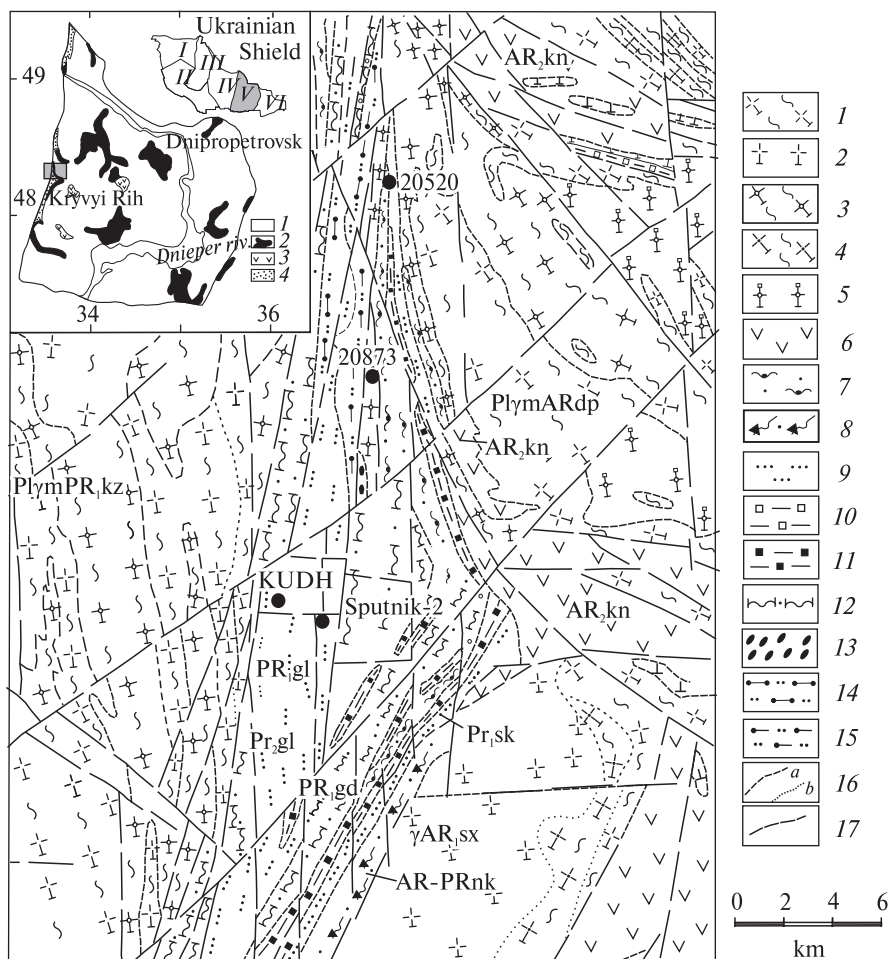


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Северного Криворожья, по [7] с изменениями): 1 — плагиограниты и плагиомигматиты днепропетровского комплекса; 2 — плагиограниты саксаганского комплекса; 3 — плагиомигматиты амфиболовые и плагиоклаз-микроклиновые сурско-токовского комплекса; 4 — мигматиты кировоградского комплекса; 5 — граниты порфириобластические демуринские; 6 — амфиболиты; 7 — сланцы амфиболовые; 8 — сланцы амфиболовые, кварц-плагиоклаз-амфиболовые, биотит-амфиболовые; 9 — метапесчаники, гравелиты и конгломераты скелеватской (PR_{sk}) и глееватской (Pr_{gl}) свит; 10 — безрудные кварциты; 11 — образования железорудной толщи саксаганской (PR_{sx}) свиты; 12 — углистые, графитовые, карбонат-графитовые с серицитом сланцы гданцевской (PR_{gd}) и родионовской (PR_{rd}) свит; 13 — конгломераты; 14 — гранатые гнейсы; 15 — гнейсы гранат-биотитовые; 16 — геологические границы между комплексами (a), фациальные (b); 17 — разломы. Цифры на врезке: 1 — плагиомигматиты днепропетровского комплекса и аульская серия, 2 — 3С, 3 — архейские сложенные интрузии, 4 — криворожская серия. Мегаблоки УЩ: I — Северо-Западный, II — Днестровско-Бугский, III — Росинско-Тикичский, IV — Ингуло-Ингулецкий, V — Среднеприднепровский, VI — Приазовский

Fig. 1. Schematic geological map of North Kryvyi Rih according to [7] with changes: 1 — plagiogranite and plagiomigmatite of the Dnipropetrovsk complex and Auly series, 2 — 3С, 3 — Archean layered intrusions, 4 — Kryvyi Rih series. Megablocks of the Ukrainian Shield: I — North-West, II — Dniester-Bug, III — Ros-Tikich, IV — Ingul-Ingulets, V — Middle-Dnieper, VI — Azov

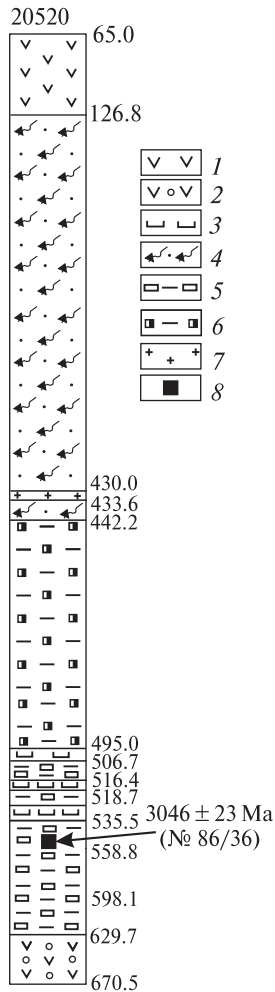


Рис. 2. Схематическая колонка скв. 20520: 1 — амфиболит (магнезиальный метабазит); 2 — амфиболит (метабазит); 3 — актинолитит (перидотитовый метаконтамит); 4 — кварц-хлорит-плагиоклаз-актинолитовые сланцы; 5 — кварциты безрудные; 6 — рудные кварциты; 7 — аплит-пегматоидные граниты; 8 — интервал опробования кварцитов для датирования кластогенного циркона

Fig. 2. Schematic column of the borehole 20520: 1 — amphibolite (high-Mg metabasite); 2 — amphibolite (metabasite); 3 — actinolite (peridotite metacomatite); 4 — quartz-chlorite-plagioclase-actinolite schists; 5 — barren quartzites; 6 — ore quartzites; 7 — aplite-pegmatoid granites; 8 — sampling interval of quartzites for dating of detrital zircons

тов, а в Восточно-Анновской полосе наблюдаются интрузивные контакты гранитоидов с амфиболитами [9, 14, 16]. В амфиболитах Восточно-Анновской полосы, в отличие от криворожских, отсутствуют миндалекаменные разности, нет реликтов офитовой и интерсертальной структур [14]. Среди них установлены пласты белых кварцитов, двуслюдяных сланцев со ставролитом и гранатом, кварцитов с магнетитом, гранат-куммингтонитовых и куммингтонитовых сланцев с магнетитом, тальковые породы и актинолититы. В метабазитовой толще Восточно-Анновской полосы в значительном объеме присутствуют базальтовые, пироксенитовые и перидотитовые комациты, благодаря чему многие исследователи относят ее к конкской серии [9, 10].

Метаосадочные породы, перекрывающие метабазитовую толщу Восточно-Анновской полосы, согласно традиционным представлениям [1, 5, 6, 13], относятся к криворожской серии, претерпевшей более высокую степень

метаморфизма. Авторы, проводившие работы по ГИП-1 (Геологическое изучение площадей, первый этап), сделали вывод о подобии геологического строения Восточно-Анновской полосы, Желтореченской (Нетесовской) и других зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока. Кварцито-сланцевую толщу они сопоставляли со средней железорудной подсвитой, а метабазиты — с нижней подсвитой конкской серии [7].

На основании результатов геохимических исследований железистых кварцитов Восточно-Анновской и Саксаганской полос Кривобасса в работе [11] железисто-кремнистые образования Восточно-Анновской полосы отнесены к железисто-кремнистой метаконкской формации верхнего архея, а Саксаганской полосы — к железисто-кремнистой сланцевой формации нижнего протерозоя.

Геохронологические исследования метаосадочных пород Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны и зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока проводили Н.П. Щербак с соавторами [18], Е.В. Бибикина с соавторами [3], Л.М. Степанюк с соавторами [15]. В породах скелеватской свиты криворожской серии установлены кластогенный циркон возрастом 3,2 и 3,0 млрд лет и монацит — 2,8 млрд лет [18], что позволило сделать вывод о формировании метаосадков после кратонизации Среднеприднепровского мегаблока. Аналогичные результаты получены и другими исследователями [15]. Следует отметить, что кластогенный монацит имеет локальное распространение, а кластогенный циркон из архейских плагиогранитоидов сурского комплекса встречается в породах криворожской и белозерской серий повсеместно [3, 15, 17, 18].

Постановка проблемы. Вопрос о возрастном соотношении метаосадочных пород криворожской серии Криворожско-Кременчугской структуры с близкими по составу метаосадками верхнеархейских зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока остается до настоящего времени недостаточно изученным. В этой связи особый интерес представляют примыкающие к ней "полосовидные" Восточно-Анновская, Желтореченская и Высокопольская моноклиналильные структуры, которые, таким образом, оказываются элементами протерозойского тектонического сооружения Криворожско-Кременчугской структуры [4, 7,

8, 12] (рис. 1). Эти данные позволяют рассматривать указанную структуру как аналог зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока, а не как палеопротерозойский синклиорий. Определение возраста области сноса метаосадков Восточно-Анновской полосы может внести важный вклад в решение проблемы их соотношения с метаосадками криворожской, конкской и белозерской серий.

Цель работы — определение нижней возрастной границы формирования метаосадочных пород Восточно-Анновской полосы и их хроностратиграфического соотношения с породами конкской серии.

Методика исследований. Циркон выделен из пробы весом 5 кг по стандартной методике в лаборатории обогащения Института геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) им. Н.П. Семеновко НАН Украины. Изучение

морфологии и внутреннего строения циркона выполнено в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение циркона изучено при помощи катодолюминесценции.

Цирконы помещали в эпоксидную шайбу и приполировывали до вскрытия их внутренних участков. Далее их анализировали на изотопы U, Th и Pb с помощью метода *LA-ICP-MS* в Музее природоведения, г. Дрезден (*GeoPlasma Lab, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden*) с применением инструмента *ThermoScientific Element 2 XR ICP-MS* и подсоединенной к нему лазерной системы *Wave UP-193 Excimer*. Каждый анализ состоял из фоновых измерений (15 с) и сбора данных (30 с) с использованием лазерного пучка диаметром 35 μm . Данные корректировали на величину фонового сигнала, наличие общего свинца, вызванное лазером элементное фракционирование, инструментальную дискриминацию

Таблица 1. Химический состав пород по скв. 20520, %

Table 1. Chemical content of rocks from the borehole 20520, %

Компонент	1/ 520/1	2/ 520/2	3/ 520/3	4/ 520/4	5/ 520/5	6/ 520/6	7/ 520/7	8/ 520/8	9/ 520/9	10/ 520/10	11/ 520/11	12/ 520/12	13/ 86-36
SiO ₂	49,12	47,43	48,13	63,43	57,58	60,34	67,32	40,47	45,66	83,96	51,85	49,30	89,51
TiO ₂	0,32	0,32	0,30	0,58	0,72	0,61	<0,02	0,04	0,36	0,41	0,62	0,66	0,17
Al ₂ O ₃	16,31	13,76	17,55	15,83	16,21	15,50	17,48	8,71	8,14	9,96	13,78	10,57	5,92
Fe ₂ O ₃	3,24	3,35	2,90	2,73	3,56	3,16	0,99	31,57	2,23	0,39	3,42	6,44	Сл.
FeO	5,46	5,24	4,14	3,71	4,36	4,59	0,65	14,39	7,85	1,53	6,99	8,07	0,85
MnO	0,174	0,178	0,120	0,076	0,098	0,072	0,055	0,046	0,007	0,025	0,165	0,247	0,03
MgO	10,84	12,13	10,22	3,33	4,09	3,82	0,22	1,75	25,71	0,93	8,07	11,24	0,65
CaO	6,88	10,43	9,58	0,97	1,60	0,30	<0,10	0,99	2,05	<0,10	5,21	9,16	Сл.
Na ₂ O	2,14	1,80	1,89	1,42	0,91	1,32	1,14	0,52	0,13	0,11	2,43	0,96	0,16
K ₂ O	1,45	1,23	1,88	3,47	4,32	3,65	10,29	0,41	0,22	0,41	1,06	0,41	2,01
SO ₃	0,58	0,22	0,55	1,41	2,49	2,03	0,64	0,26	0,84	0,28	0,09	0,09	0,06
P ₂ O ₅	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	Сл.
П. п. п.	3,41	3,56	2,63	3,54	4,36	4,17	1,17	0,61	6,86	1,71	5,89	2,41	0,70
Сумма	99,93	99,66	99,91	99,70	99,60	99,51	99,59	99,76	99,61	99,71	99,57	99,57	100,23
Кф, %	44,52	41,46	40,79	65,92	65,95	66,98	88,17	96,33	28,16	67,37	56,33	56,35	56,46
O [6]	—	—	—	—	—	—	—	2,19	—	0,25	—	—	—

Примечание. 1—3 — амфиболит (метабазит): 1 — обр. 520/1, гл. 83 м; 2 — обр. 520/2, гл. 104 м; 3 — обр. 520/3, гл. 121,4 м; 4—6 — кварц-хлорит-плагиоклаз-актинолитовые сланцы: 4 — обр. 520/4, гл. 144,7 м, 5 — обр. 520/5, гл. 284,1 м, 6 — обр. 520/6, гл. 398,6 м; 7 — аплит-пегматоидный гранит (обр. 520/7, гл. 431,9 м); 8 — рудный кварцит (обр. 520/8, гл. 484,6 м); 9 — актинолитит (перидотитовый метакоматиит, обр. 520/9, гл. 522,8 м); 10 — кварцит (обр. 520/10, гл. 539,5 м); 11 — амфиболит (метабазит, обр. 520/11, гл. 632,6 м); 12 — базальтовый метакоматиит (обр. 520/12, гл. 658,6 м); 13 — опробованный интервал кварцитов (пр. 86-36, гл. 535,5—558,8 м). Химические анализы выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины.

Note. 1—3 — amphibolite (metabasite): 1 — sample 520/1, depth 83 m; 2 — sample 520/2, depth 104 m; 3 — sample 520/3, depth 121.4 m; 4—6 — quartz-chlorite-plagioclase-actinolite schist: 4 — sample 520/4, depth 144.7 m, 5 — sample 520/5, depth 284.1 m, 6 — sample 520/6, depth 398.6 m; 7 — aplite-pegmatite granite (sample 520/7, depth 431.9 m); 8 — ore quartzite (sample 520/8, depth 484.6 m); 9 — actinolite (sample 520/9, depth 522.8 m); 10 — quartzite (sample 520/10, depth 539.5 m); 11 — amphibolite (metabasite, sample 520/11, depth 632.6 m); 12 — basaltic metacomatiite, sample 520/12, depth 658.6 m; 13 — sampled range of quartzite (probe 86-36, interval 535.5—558.8 m). Chemical analyzes performed in the laboratory IGMOF of NAS of Ukraine.

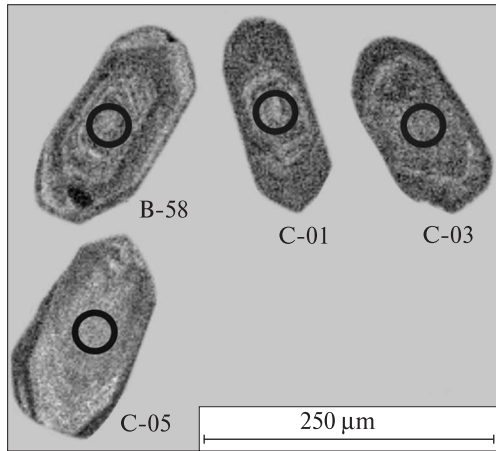


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения цирконов из кварцитов Восточно-Анновской полосы (пр. 86-36). Номера на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 2

Fig. 3. The cathodoluminescence images of detrital zircons from the quartzite of the East-Annivka zone (probe 86/36). Numbers on the figure correspond to the numbers in Table 2

масс и зависящее от времени элементное фракционирование Pb/Th и Pb/U. Приведенные погрешности включают в себя квадратичную добавку внешнего воспроизведения стандартного циркона GJ-1 (~0,6 и 0,5—1 % для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соответственно). Значение Th/U получено непосредственно путем измерений на LA-ICP-MS. Концентрация U и Pb рассчитана относительно стандарта GJ-1 и имеет точность около 10 %.

Классический анализ популяций детритовых цирконов в осадочных породах предполагает изучение не менее 60 кристаллов циркона [19], что позволяет с 95 %-й достоверностью утверждать, что было проанализировано по крайней мере одно зерно из каждой популяции цирконов, доля которой составляет не менее 5 % от общего количества цирконов в породе. К сожалению, в связи с финансовыми ограничениями нами было проанализировано

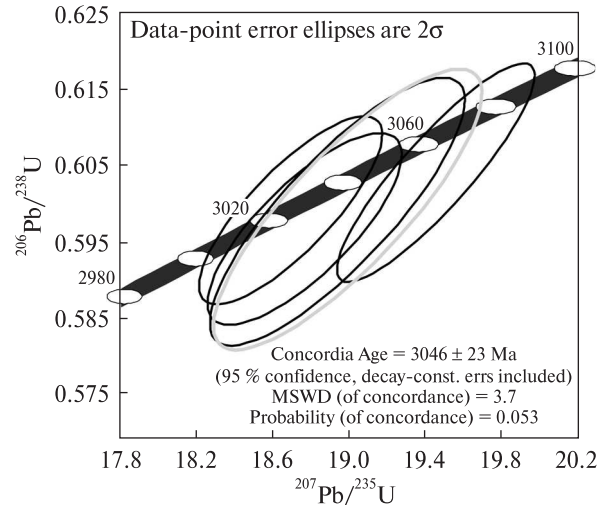


Рис. 4. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для кластогенного циркона из кварцитов Восточно-Анновской полосы (пр. 86-36, скв. 20520, гл. 535,5—558,8 м)

Fig. 4. U-Pb diagram with concordia for detrital zircon from quartzite of the East-Annivka zone (probe 86-36, borehole 20520, depth 535.5—558.8 m)

лишь четыре кристалла, что позволило произвести предварительную оценку возраста главной популяции циркона, присутствующей в породе. Детальный анализ областей сноса требует более масштабных исследований.

Результаты исследований. Выполнены предварительные геохронологические исследования метаосадочных пород из скв. 20520, вскрывшей осадочно-вулканогенные породы Восточно-Анновской моноклинали (рис. 1, 2). Вулканогенные породы представлены актинолит-плагиоклазовыми амфиболитами (метаморфизованными толеитовыми Mg-базальтами), актинолититами (перидотитовыми метакоматиитами) и актинолит-биотит-плагиоклаз-кварцевыми амфиболитами (метаморфизованными толеитовыми базальтами). При интерпретации данных химических анализов в интервале глубины 629,7—670,5 м среди последних установ-

Таблица 2. Результаты U-Pb исследований кластогенного циркона из кварцитов Восточно-Анновской полосы (пр. 86-36)
Table 2. Results of U-Pb investigation of detrital zircons from quartzites of East-Annivka zone (probe 86-36)

Номер анализа, точка	Содержание, ppm		Th/U	Изотопные отношения						Возраст, млн лет			Степень конк., %	
	U	Pb		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\delta, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\delta, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\delta, \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
B-58	33	24	0,48	74530	0,59875	2,4	18,9338	2,9	0,22935	1,6	3025	3038	3047	99
C-01	101	70	0,31	98655	0,59888	1,7	18,6910	2,1	0,22635	1,2	3025	3026	3026	100
C-03	84	60	0,32	19255	0,59765	1,7	19,4480	2,2	0,23601	1,4	3020	3064	3093	98
C-05	35	25	0,30	37007	0,60382	1,9	19,4503	2,2	0,23362	1,0	3045	3064	3077	99

лены базальтовые коматииты (табл. 1). Метаосадочные и хемогенно-осадочные породы представлены кварц-хлорит-плагиоклаз-актинолитовыми сланцами, рудными и нерудными кварцитами.

Главные породообразующие минералы метаосадочных пород, %: кварц — 5—83, плагиоклаз — ед. зерна 17, амфибол (актинолит) — 20—60, магнетит — 5—40, биотит — ед. зерна — 15, хлорит — до 3; микроклин, цоизит и циркон — ед. зерна. Магнетит встречается как в виде тонких прослоев (до 1—2 мм), так и в виде вкрапленности.

Изучаемые кварциты — это мелко-, средне- и крупнозернистые глиноземисто-железисто-кремнистые образования с примесью магнезия (табл. 1), гранобластовой и лепидогранобластовой структурами. В нижней части разреза скважины (гл. 598,1—629,7 м) кварциты становятся более крупнозернистыми. Кварц образует зерна неправильной формы с неровными контурами. В интервале 442,2—495 м кварциты характеризуются высоким коэффициентом железистости ($K_f = 96,33\%$), содержат много железа: Fe_2O_3 — 31,57, FeO — 14,39 %. Концентрация в них рудного вещества достигает 30—40 %. Это рудные кварциты. Их коэффициент окисления (O) равен 2,19 ([6], обр. 520/8, табл. 1).

Ниже кварцитов залегает рассланцованная крупнозернистая порода зеленовато-серого цвета актинолит-биотит-плагиоклаз-кварцевого состава (обр. 520/11—520/13, гл. 629,7—670,5 м, рис. 2). По химическому составу это базит нормального петрохимического ряда; в нем установлена сульфидная минерализация.

Для геохронологических исследований была отобрана проба кварцитов 86-36 (гл. 535,5—558,8 м, рис. 2), из которой был выделен кластогенный циркон. Исследованные нами кристаллы циркона дипирамидально-призматического облика, хорошо огранены, размер их 0,2—0,25 мм, светло-розовые, прозрачные до полупрозрачных. Цирконы проявляют четкую зональность, заметную как под оптическим микроскопом в виде нечетко выраженных ядер, занимающих до половины площади отдельных кристаллов, так и на катодолюминесцентных изображениях в виде тонкой ритмичной зональности, хорошо проявленной в центральных частях кристаллов; оболочки обычно

незональны либо проявляют простую грубую зональность (рис. 3).

U-Pb геохронологические исследования выполнены по единичным зернам кластогенного циркона методом *LA-ICP-MS*. Согласно полученным предварительным изотопным данным, U-Pb изохронный возраст кластогенного циркона составляет 3046 ± 23 млн лет (табл. 2; рис. 4). Возраст зерен кластогенного циркона по разным уран-свинцовым отношениям близок к конкордантным значениям. Очевидно, эти данные определяют максимальный возраст осадка. Кластогенный циркон характеризуется невысоким содержанием урана (33—101 ppm), свинца (24—70 ppm) и низкими значениями торий-уранового отношения ($Th/U = 0,3—0,48$). По геохимическим характеристикам этот циркон подобен циркону из кварцевых диоритов ранней фазы (3,1—3,05 млрд лет) сурского комплекса [17].

Обсуждение результатов и выводы. Кварциты Восточно-Анновской полосы, в которых установлен кластогенный циркон с возрастом 3046 ± 23 млн лет, по-видимому, моложе пород конкской серии, т. к. в метапесчаниках среди железорудной пачки конкской серии Чертомлыкского месторождения минимальный возраст кластогенного циркона составляет 3,08 млрд лет [2]. Такую разницу в возрасте можно также объяснить поступлением из разных источников сноса обломочного материала. В то же время метавулканы Восточно-Анновской полосы, включающие толеитовые базальты, перидотитовые и базальтовые коматииты, по геохимическим характеристикам аналогичны подобным образованиям сурской свиты конкской серии [9, 10]. Кластогенный циркон из кварцитов Восточно-Анновской полосы весьма однороден по возрасту и геохимическим характеристикам и мог накапливаться вследствие размыва плагиогранитов ранней фазы (3,1—3,05 млрд лет) сурского комплекса [16], прорывающих коматиит-базальтовые серии зеленокаменных структур.

Для сопоставления метаосадков Восточно-Анновской полосы с метаосадками Криворожско-Кременчугской структуры (криворожской серии) и терригенной надстройки зеленокаменных структур внутренних частей Среднеприднепровского мегаблока (белозерской серии) необходимы дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акименко Н.М., Белевцев Я.Н., Горошников Б.И., Дубинкина Р.П., Ищенко Д.И., Каршенбаум А.П., Кулишов М.П., Лященко К.П., Максимович В.Л., Скуридин С.А., Сироштан Р.И., Тохтуев Г.В., Фоменко В.Ю., Щербакова К.Ф. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. — М. : Госгеолтехиздат, 1957. — 278 с.
2. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Беккер А.Ю., Демедюк В.В., Гоголев К.И. Возраст железисто-кремнисто-вулканогенной формации Чертомлыкского железорудного месторождения (Среднеприднепровский мега-блок Украинского щита) // Геол. журн. — 2014. — № 3. — С. 74—82.
3. Бибилова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов — источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит // Геохимия. — 2010. — № 9. — С. 899—916.
4. Бобров А.Б. Новые данные о возрасте отложений белозерской свиты (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. — 1993. — 53, № 2. — С. 73—79.
5. Бордунов И.Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. — Киев : Наук. думка, 1983. — 304 с.
6. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Отв. ред. Н.П. Семененко. — Киев : Наук. думка, 1978. — Т. 1. — С. 15.
7. Змиевский Г.Е., Паранько И.С., Золотарева Л.И., Матвиенко Т.Н., Сумцова Т.Н. Комплексное геологическое изучение района бурения Криворожской сверхглубокой скважины (вторая очередь, ГИП 2). Поисково-съёмочный отряд Криворожской ГРЭ. — Кривой Рог, 1990.
8. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1965. — 190 с.
9. Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Яценко В.Г., Великанова О.Ю. Вулканизм и седиментогенез зеленокаменного этапа раннедокембрийской истории Кривбасса. — Киев, 2008. — 146 с.
10. Малюк Б.И., Колий В.Д., Паранько И.С. Петрохимическое сопоставление метавулканитов криворожской и конкско-верховцевской серий // Сов. геология. — 1991. — № 11. — С. 65—70.
11. Паранько И.С., Євтехів С.В. Геоісторичні особливості формування залізорудних товщ Східно-Ганнівської та Саксаганської смуг Криворізького басейну // Геол.-мінерал. вісн. — 2001. — № 1. — С. 12—23.
12. Паранько И.С., Решетняк В.В., Змиевский Г.Е., Бутырин В.К., Жук В.П. К вопросу о стратиграфическом расчленении метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений Криворожской структуры // Геол. журн. — 1991. — № 4. — С. 46—57.
13. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). — Киев : Наук. думка, 1967. — 380 с.
14. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Веригин М.И., Войновский А.С., Гершойг Ю.Г., Довгань М.Н., Каплун Е.Я., Кухарева Н.И., Полетаева Л.Н., Струева О.М., Хомяк Т.Н. Новые данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами // Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сес.). — М. : Наука, 1974. — С. 47—67.
15. Степанюк Л.М., Паранько И.С., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковиків скелюватської світи Криворізької структури // Мінерал. журн. — 2011. — 33, № 4. — С. 80—89.
16. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Змиевский Г.Е., Татаринова Е.А. Возраст осадочно-вулканогенных формаций Восточно-Анновской полосы // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1989. — № 2. — С. 30—35.
17. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Киев : Наук. думка, 2006. — 321 с.
18. Щербак Н.П., Половко Н.И., Левковская Н.Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии // Геол. журн. — 1969. — 29, № 3. — С. 23—32.
19. Dodson M.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments // J. Geol. Soc. London. — 1988. — 145. — P. 977—983.

Поступила 27.10.2014

REFERENCES

1. Akimenko, N.M., Belevcev, Ja.N., Goroshnikov, B.I., Dubinkina, R.P., Ishchenko, D.I., Karshenbaum, A.P., Kulishov, M.P., Ljashhenko, K.P., Maksimovich, V.L., Skuridin, S.A., Siroshstan, R.I., Tohtuev, G.V., Fomenko, V.Ju. and Shcherbakova, K.F. (1957), *Geologicheskoe stroenie i zheleznye rudy Krivorozhskogo bassejna*, Gosgeoltekhizdat, Moskva, 278 p.
2. Artemenko, G.V., Shumlyansky, L.V., Bekker, A.Ju., Demedyuk, V.V. and Gogolev, K.I. (2014), *Geol. Zhurnal*, Kyiv, Ukraine, No. 3, pp. 74–82.
3. Bibikova, E.V., Klajessen, S., Fedotova, A.A., Artemenko, G.V. and Il'inskij, L. (2010), *Geochemistry*, Moscow, No. 9, pp. 899–916.
4. Bobrov, A.B. (1993), *Geol. Zhurnal*, Kyiv, Ukraine, Vol. 53 No. 2, pp. 73–79.
5. Bordunov, I.N. (1983), *Krivorozhsko-Kurskaja jevgeosinklinal'*, Nauk. dumka, Kyiv, Ukraine, 304 p.

6. Semenenko, N.P. (ed.) (1978), *Zhelezisto-kremnistye formacii Ukrainskogo shhita*, Tom 1, Nauk. dumka, Kyiv, Ukraine, p. 15.
7. Zmievskij, G.E., Paran'ko, I.S., Zolotareva, L.I., Matvienko, T.N. and Sumtsova, T.N. (1990), *Kompleksnoe geologicheskoe izuchenie rajona burenja Krivorozhskoj sverhglubokoj skvazhiny (vtoraja ochered', GIP 2)*, Poiskovo-s'emochnyj otrjad Krivorozhskoj GRJe, Krivoj Rog.
8. Kaljaev, G.I. (1965), *Tektonika dokembrija Ukrainskoj zhelezorudnoj provincii*, Nauk. dumka, Kyiv, Ukraine, 190 p.
9. Kulish, E.A., Pokaljuk, V.V., Jacenko, V.G. and Velikanova, O.Ju. (2008), *Vulkanizm i sedimentogenez zelenokamennogo jetapa rannedokembrijskoj istorii Krivbassa*, Kyiv, Ukraine, 146 p.
10. Maljuk, B.I., Kolij, V.D. and Paran'ko, I.S. (1991), *Sov. Geologija*, No. 11, pp. 65-70.
11. Paran'ko, I.S. and Yevtyehov, Ye.V. (2001), *Geologo-mineralogichnij visnik*, Ukraine, No. 1, pp. 12-23.
12. Paran'ko, I.S., Reshetnjak, V.V., Zmievskij, G.E., Butyrin, V.K. and Zhuk, V.P. (1991), *Geol. Zhurnal*, Kyiv, Ukraine, No. 4, pp. 46-57.
13. Semenenko, N.P., Bojko, V.L., Bordunov, I.N., Ladieva, V.D. and Makuhina, A.A. (1967), *Geologija osadochno-vulkanogennyh formacij Ukrainskogo shhita (central'naja chast')*, Nauk. dumka, Kyiv, Ukraine, 380 p.
14. Semenenko, N.P., Bojko, V.L., Bordunov, I.N., Verigin, M.I., Vojnovskij, A.S., Gershojg, Ju.G., Dovgan', M.N., Kaplun, E.Ja., Kuhareva, N.I., Poletaeva, L.N., Strueva, O.M. and Homjak, T.N. (1974), *Novye dannye absolyutnoj geochronologii (XVII sessija)*, Nauka, Moscow, Russia, pp. 47-67.
15. Stepanyuk, L.M., Paran'ko, I.S., Ponomarenko, O.M., Dovbush, T.I. and Vysotskiy, O.B. (2011), *Mineralogical Journal (Ukraine)*, Kyiv, Ukraine, Vol. 33 No. 4, pp. 80-89.
16. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Bartnickij, E.N., Zmievskij, G.E. and Tatarinova, E.A. (1989), *Dokl. AN USSR*, Ser. B, No. 2, pp. 30-35.
17. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Lesnaja, I.M. and Ponomarenko, O.M. (2006), *Geochronologija rannego dokembrija Ukrainskogo shhita. Arhej*, Nauk. dumka, Kyiv, Ukraine, 321 p.
18. Shcherbak, M.P., Polovko, N.I. and Levkovskaja, N.Ju. (1969), *Geol. Zhurnal*, Kyiv, Ukraine, Vol. 29 No. 3, pp. 23-32.
19. Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S. and Wilson, J.F. (1988), *J. Geol. Soc. London*, Vol. 145, pp. 977-983.

Received 27.10.2014

Г.В. Артеменко¹, Л.В. Шумлянський¹, А.Ю. Беккер²,
І.А. Самборська¹, К.І. Гоголев¹, А.В. Мартинюк³

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

² Манітобський університет, Канада
м. Вінніпег, Манітоба, Канада, пр. Портейдж (Portage), 515,
МВ Канада R3B 2E9
E-mail: bekker@cc.umanitoba.ca

³ Криворізька КГП, КП "Південьукреологія"
49000, м. Дніпропетровськ, Україна, вул. Чернишевського, 11
E-mail: pravobereg@rambler.ru

ВІК КЛАСТОГЕННОГО ЦИРКОНУ З МЕТАОСАДОВИХ ПОРІД СХІДНО-ГАННІВСЬКОЇ СМУГИ

За допомогою методу *LA-ICP-MS* встановлений U-Pb вік кластогенного циркону з кварцитів Східно-Ганнівської смуги — 3046 ± 23 млн рр. Метаосадові породи Східно-Ганнівської смуги, ймовірно, молодші порід конкської серії: в метапісковиках з залізорудної пачки конкської серії на Чортомлицькому родовищі мінімальний вік кластогенного циркону становить 3,08 млрд рр., хоча відмінності у віці можуть бути спричинені надходженням циркону з різних джерел зносу. Кластогенний циркон із кварцитів Східно-Ганнівської смуги міг утворитися за рахунок розмиву плагіогранітоїдів ранньої фази сурського комплексу (3,1—3,05 млрд рр.), що проривають коматит-базальтові серії зеленокам'яних структур.

Ключові слова: кварцити, кластогенний циркон, U-Pb вік, конкська серія, Східно-Ганнівська смуга, Середньо-придніпровський мегаблок.

*G.V. Artemenko*¹, *L.V. Shumlyanskyi*¹, *A.Yu. Bekker*²,
*I.A. Samborskaya*¹, *K.I. Gogolev*¹, *A.V. Martynyuk*³

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: regul@igmof.gov.ua.

² University of Manitoba, Canada
515, Portage Av., Winnipeg, Manitoba,
MB Canada R3B 2E9
E-mail: bekker@cc.umanitoba.ca

³ Kryvyi Rih KGR, KP "Yuzhukrgeologiya"
11, Chernyshevskogo Str., Dnipropetrovsk, Ukraine, 49000
E-mail: pravobereg@rambler.ru

THE AGE OF CLASTIC ZIRCONS FROM METASEDIMENTARY ROCKS OF THE EAST-ANNIVKA ZONE

The question of the age ratio of metasedimentary rocks of Kryvyi Rih series of Kryvyi Rih-Kremenchug structures with metasediments upper Archean greenstone structures similar composition of Middle-Dnieper megablock remains far understudied. In this regard, of particular interest to her associate "zone" East-Annivka, Zhovtorichka, Vysokopillya structures in which there is "the overlap" metasediments and ferruginous quartzite on metabasites Mesoarchean greenstone structures. In metabasite thickness of East-Annivka bands are present in significant amount of basalt-, peridotite- and pyroxenite komatiites, so many researchers have attributed it to Konka series. Metasedimentary rocks that overlapping metabasites thickness of East-Annivka zone, according to traditional notions relate to Kryvyi Rih series. According to another viewpoint, quartzite-shale thickness of East-Annivka zone compared to the middle iron subsuite — and metabasite thickness — to the bottom subsuite of the Konka series. The U-Pb age of detrital zircon from quartzite of the East-Annivka zone measured with LA-ICP-MS method is 3046 ± 23 Ma. Metasedimentary rocks of the East-Annivka zone are probably younger than rocks of the Konka series, as metasandstones in iron formation of the Konka series of the Chortomlyk deposit contain detrital zircons with minimum age of 3.08 Ga, although this difference in apparent ages might be caused by difference in sediment provenance. Detrital zircons from quartzite of the East-Annivka zone were likely derived by erosion of the early phase of plagiogranitoids of the Sura complex with the age around 3.1—3.05 Ga that intruded the komatiite-basalt sequence of the greenstone belt.

Keywords: quartzite, clastic zircon, U-Pb age, Konka series, East-Annivka zone, Middle-Dnieper megablock.