

УДК 550.93

А.Н. ПОНОМАРЕНКО, И.М. ЛЕСНАЯ, О.В. ЗЮЛЬЦЛЕ,
В.А. ГАЦЕНКО, Т.И. ДОВБУШ, Л.И. КАНУНИКОВА, Л.В. ШУМЛЯНСКИЙ

НЕОАРХЕЙ РОСИНСКО-ТИКИЧСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ШИТА

Рассмотрены породы нижнего структурного этажа Росинско-Тикичского мегаблока, представленные мигматитами карьера с. Попельня, сопоставимыми с мигматитами района сс. Дзюньков-Обозовка. Выходы этих пород приурочены к Брусиловской шовной зоне, где они сохранились в тектонических клиньях и, вероятно, были вынесены при становлении этой шовной зоны. По цирконам из всех разновидностей пород определен уран-свинцовый возраст, равный ~2,7 млрд лет. Этот возраст интерпретируется как время неоархейского гранитообразования с интенсивной калишпатизацией пород нижнего структурного этажа. Получены также единичные значения возраста ядерных частей цирконов из плагиогнейсов и плагиогранитов, равные 2,9 млрд лет и возраст 2,1-2,56 млрд лет, свидетельствующий о воздействии на эти породы протерозойской активизации, но недостаточном, чтобы затушевать полностью архейский возраст нижнего структурного этажа Росинско-Тикичского мегаблока.

ВСТУПЛЕНИЕ

Росинско-Тикичский мегаблок расположен в средней части УЩ, занимает положение между Днестровско-Бугским, Ингульским и Волыньским мегаблоками. Границами его являются Немировская, Брусиловская и Ядлово-Трактемировская зоны разломов.

Росинско-Тикичский мегаблок, по мнению ряда исследователей, имеет двухъярусное строение [7]. При этом предлагаются разные варианты породного наполнения этих ярусов. Первый вариант - фундаментом служат породы гранулитовой фации, а верхним горизонтом выступают те же породы, переработанные в условиях амфиболитовой фации. Второй вариант - верхним этажом служат супракрустальные породы росинско-тикичской серии, залегающие на диафорированном гранулитовом фундаменте. О наличии гранулитового фундамента в этом мегаблоке уверенно говорит М.А. Ярошук [9]. В связи с интенсивной протерозойской активизацией (меридиональной линейризацией) в этом регионе ремобилизации подверглись не только породы верхнего структурного этажа, но и породы гранулитового фундамента. В результате этого породы гранулитовой фации не были в дальнейшем обнаружены, и поэтому многие исследователи возражают против двухъярусного строения Росинско-Тикичского мегаблока.

Нам представляется, что породами фундамента или нижнего структурного этажа являются габброиды и мигматиты района сс. Дзюньков-Обозовка, отнесенные к юрьевскому и тетиевскому комплексам [6], и району с. Попельня. Оба эти выхода

приурочены к западной окраине Росинско-Тикичского мегаблока, и находятся в пределах Брусиловской межблоковой шовной зоны [2], выделенной в 2002 г. В.А. Ентиным и Л.М. Шимкивым, которая отделяет Росинско-Тикичский мегаблок от Подольского и, частично, от Волынского мегаблоков. На схематической карте (рис. 1), предложенной этими авторами, показано положение Брусиловской шовной зоны. Характерной чертой Брусиловской шовной зоны авторы считают сбросовый характер и кулисоподобную складчатость. Эта шовная зона имеет субмеридиональное простирание, и проходит частично по Брусиловскому разлому. Юго-западным продолжением Брусиловской шовной зоны является Немировская межблоковая тектоническая зона мантийного заложения, разделяющая Подольский и Бугский блоки. В работе [1] Брусиловская и Немировская шовные зоны объединены в Немировско-Кочеровскую шовную зону (НКШЗ), которая, по мнению авторов, начиная с протерозоя была буферной зоной между Волыно-Подольской и Белоцерковско-Бугской плитами, по которой проходили значительные смещения как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях, в результате которых была сформирована серия глубинных разломов. Вероятно, именно с возникновением разломных зон связан выход на поверхность пород нижележащих горизонтов архейского возраста, которые, возможно, являются фундаментом для вышележащих пород росинско-тикичской серии. З.А. Крутиховская и др. [4], в частности, отмечают в зоне Немировского разлома в тектонических клиньях наличие блоков основных и ультраосновных пород с комплексом параллельных даек, которые они относят к меланократовому фундаменту. В южной части Брусиловской шовной зоны (сс. Дзюньков, Обозовка, Погребище, Тележинцы) вблизи Немировского разлома (рис. 1, II) также наблюдаются выходы меланократовых пород - габбро-амфиболитов [3, 5, 6] с максимальным возрастом циркона 2752 ± 43 млн лет. Габбро-амфиболиты встречаются в виде согласных полос или ксенолитов размером от нескольких сантиметров до 3 м среди гранитов и мигматитов.

Граниты и мигматиты данного района обогащены калиевым полевым шпатом, содержание которого достигает 30 % (в шлифах). Например, в районе с. Обозовка порфиробластический мигматит имеет

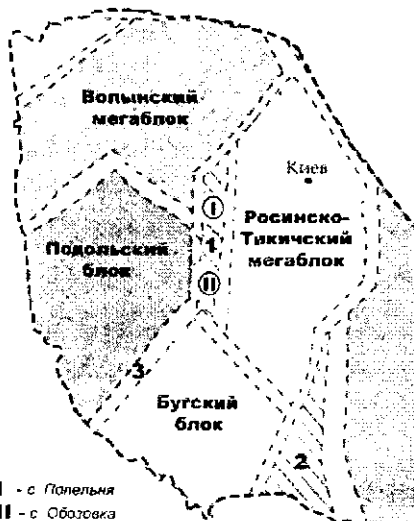


Рис. 1. Межблоковые шовные зоны западной части Украинского щита: 1 - Брусиловская, 2 - Голованевская, 3 - Немировская.

минеральный состав (%): плагиоклаз – 35, микроклин – 31, кварц – 25,5, биотит – 7,5, единичные зерна роговой обманки, магнетит, апатит, сфен, ортит, циркон, а химический состав (%): SiO_2 – 73,12, TiO_2 – 0,47, Al_2O_3 – 13,58, Fe_2O_3 – 0,35, FeO – 1,65, MnO – 0,07, MgO – 0,66, CaO – 2,12, Na_2O – 2,68, K_2O – 4,45, P_2O_5 – 0,08, CO_2 – 0,21, H_2O – 0,10, п.п.п. – 0,20, сумма – 99,74.

Изотопный возраст мигматитов варьирует от 2584 до 2812 млн лет. Сопоставимые цифры возраста получены по апатиту и ортиту (2500 и 2710 млн лет соответственно) из мигматита с. Юнашки, ортиту из мигматита с. Дзюньков (2670 млн лет) [3]. Близкие значения возраста получены К-Аг методом по роговой обманке из мигматита с. Тележинцы и с. Дзюньков (2600-2630 млн лет). Изученные габбро-амфиболиты и мигматиты южного участка Брусиловской шовной зоны (точка П на рис. 1), таким образом, имеют неархейский возраст в пределах 2600-2800 млн лет.

Севернее, в пределах Брусиловской шовной зоны в районе с. Попельня также установлены неархейские образования, представленные в основном мигматитами и плагиогранитами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ МИГМАТИТОВ И ГРАНИТОВ В РАЙОНЕ С. ПОПЕЛЬНЯ.

Место отбора проб – действующий гранитный карьер с. Попельня, приуроченный к Брусиловской шовной зоне. В карьере, расположенном к северо-востоку от с. Попельня, преобладают тонкополосчатые мигматиты. Полосчатость определяется чередованием темно-серых полос, обогащенных темно-цветными минералами (темно-серых амфибол-биотитовых гнейсов, темно-серых амфиболитов) и полос, состоящих из полевых шпатов и кварца, красных и ярко-розовых разной мощности от мм до первых метров с раздувами и выклиниваниями.

В карьере присутствуют также темно-серые биотитовые плагиограниты.

Характерным для мигматитов этого района является обогащенность большин-

ства пород калиевым полевым шпатом, что сближает их с мигматитами южной части Брусиловской шовной зоны, описанной выше.

Отобрана проба (1П) из меланосомы мигматита – темно-серого амфиболсодержащего биотитового двуполевошпатового гнейса. Текстура породы неяснополосчатая. В некоторых полосах присутствует плагиоклаз, но в большинстве из них – микроклин. Структура породы лепидогранобластовая, гетеробластовая с зонками дробления. Минеральный состав пробы 1П (%): плагиоклаз (олигоклаз) – 30, кварц – 20-30, микроклин – 25, биотит – 10-15, роговая обманка – 0-5, сфен, апатит, титаномагнетит, изредка измененный ортит. Биотит плеохроирует от темно-зеленого до светло-желтого, размер чешуек 0,1-0,5 мм. Плагиоклаз представлен зернами неправильной формы размером 0,3-0,6 до 1,5 мм. Двойники в большинстве зерен отсутствуют. Плагиоклаз затронут калишпатизацией. Микроклин присутствует в виде зерен свежего облика размером 0,6-1,0 мм, имеющих хорошо выраженную микроклиновую решетку либо, изредка, простые двойники. Микроклин иногда прорастает каплевидным кварцем и мелкочешуйчатым биотитом, содержит реликты плагиоклаза. С биотитом ассоциирует основная масса аксессуарных минералов. Роговая обманка – сине-зеленая. Сфен, видимо, двух генераций. Плагиогнейс интенсивно калишпатизирован и в разной степени катаклазирован. Химический состав пробы 1П (%): SiO_2 – 66,40, TiO_2 – 1,32, Al_2O_3 – 13,25, Fe_2O_3 – 2,46, FeO – 4,31, MnO – 0,03, MgO – 1,30, CaO – 2,78, Na_2O – 2,54, K_2O – 4,19, P_2O_5 – 0,24, п. п. п. – 0,73. Сумма – 99,55.

Циркон из пробы (1П) представлен четкими удлиненно-призматическими тетрагональными, реже дитетрагональными кристаллами цирконового типа, слегка сглаженными (рис. 2, а), иногда уплощенными, светло-коричневого цвета, прозрачными, с размерами по $L_4=0,01-0,6$ мм, и коэффициентом удлинения 1,5-3,0.

Поверхность зерен гладкая со стекляннным блеском, часто неровная. Внутреннее строение цирконов отличается сильной трещиноватостью, блочностью (рис. 3, а). Блоки с высокими цветами интерференции разделяются темными (метамиктизированными?) трещинами. В единичных зернах присутствуют узкие оболочки, содержание гафния в которых возрастает. Если в центральных частях цирконов содержание гафния составляет % 1,200, 1,296, 1,366, то по краям зерен соответственно 1,470, 1,626, 1,684, что свидетельствует о раскислении породы. В цирконах присутствуют многочисленные включения апатита, сфена и сульфидов.

В табл. 1 приведены результаты уран-свинцового исследования циркона из амфибол-биотитового гнейса (пр. 1П), полученные в изотопной лаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко. Уран-свинцовый изохронный возраст циркона соответствует 2616 ± 38 млн лет. На масс-спектрометре вторичных ионов доктором С. Клайссеном (лаборатория изотопной геологии Шведского музея природоведения в Стокгольме) продатированы цирконы из большинства пород карьера. Результаты ионно-ионного метода по цирконам из пр. 1П практически совпадают с данными изотопной лаборатории ИГМР, и составляют 2,6-2,7 млрд лет.

Из лейкосомы мигматита отобрана проба 2П. Лейкосомы мигматита представлена среднезернистым

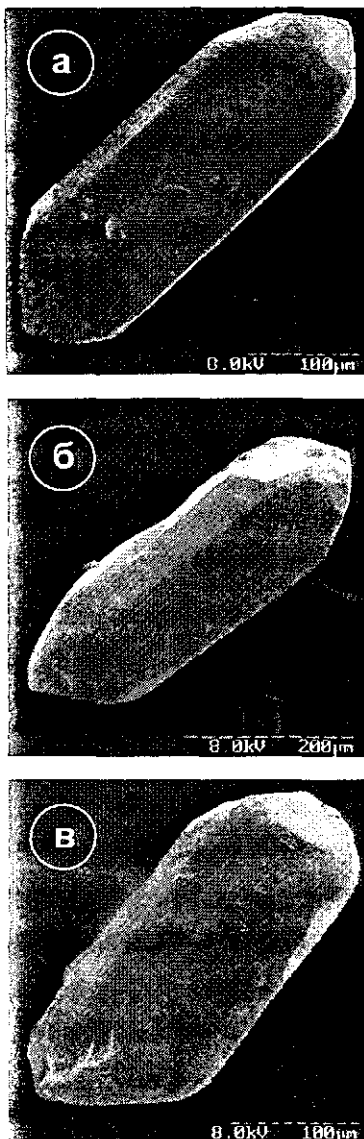


Рис. 2. Внешний облик цирконов из пород, отобранных в карьере с. Попельня: а – 1П, б – 2П, в – 4П.

Таблица 1. Результаты уран-свинцового исследования циркона из амфибол-биотитового гнейса (пр. 1П)

Фракция циркона, мм	Содержание ppm		Изотопные отношения				Возраст, млн лет		
	U	Pb	206/204	206r/238	207r/235	207r/206	206r/238	207r/235	207r/206
< 0,07	251	138	1186	0,461922	11,0728	0,173804	2448	2529	2595
> 0,07	215	119	1175	0,472166	11,55160	0,177437	2493	2569	2629
< 0,07 э/м	241	142	406	0,460996	11,21630	0,176462	2444	2541	2620
> 0,05	225	122	2668	0,468252	11,37440	0,176176	2476	2554	2617

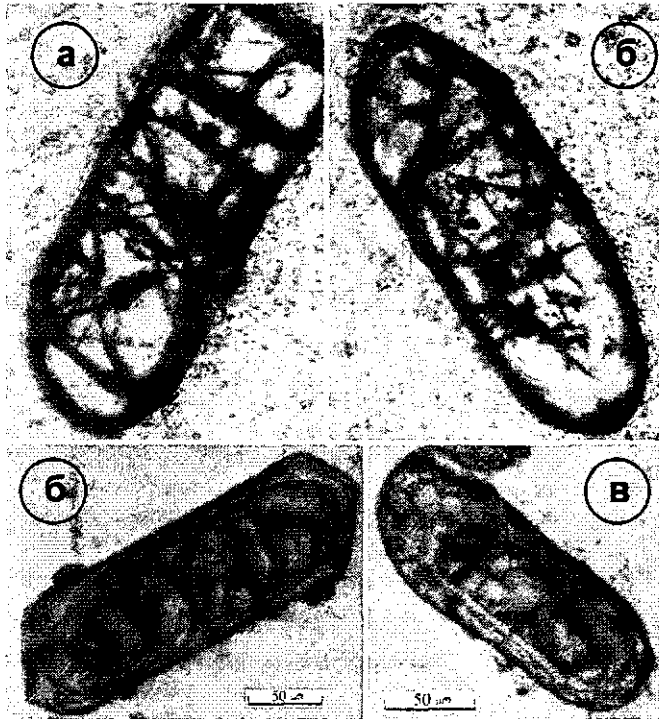


Рис. 3. Внутреннее строение цирконов из пород, отобранных в карьере с. Попельня: а – 1П, б – 2П, в – 4П.

аплитопегматоидным гранитом ярко розового цвета. Структура гранитная, близкая к пегматоидной, с элементами катакластической пойкилитовой структур, осложненная зонками грануляции. Минеральный состав (%): микроклин – 50-55, кварц – 20-25, плагиоклаз – 20, биотит – 5, апатит, циркон, ортит. Минералы магнитной фракции отсутствуют.

Микроклин неправильной формы, чаще нерешетчатый, с редкими невыразительными пертитами. Размер зерен микроклина 1,5-3 мм до 7,5 мм. Зерна разделены кварцем, который образует скопления, возникшие за счет тектонических напряжений разной интенсивности, в результате чего рядом с зернами со слабо волнистым угасанием появляются мелко-тонкозернистые агрегатные скопления, огибающие зерна микроклина и плагиоклаза. Плагиоклаз

(олигоклаз, иногда с каймами альбита) – неправильной формы, несдвоенный, размером 1,0-3,0 мм. Очень характерно нахождение его зерен в виде округлых вростков в микроклин. В зонах тектонических напряжений плагиоклаз раскислен до альбита, бывает превращен в тонкозернистые скопления, которые интенсивно замещаются решетчатым микроклином. Биотит темно-бурый, почти черный по Ng, иногда зеленовато-бурый, размер чаще меньше 0,3 мм, порой достигает 1,0 мм. Он образует скопления, приуроченные к тектонически ослабленным зонам, имеет вид новообразованного. С биотитом ассоциируют сфен клиновидной формы, циркон, апатит, ортит, замещенный зеленым аморфным минералом.

Химический состав пегматоидного гранита (%): SiO₂ – 71,96, TiO₂ – 0,18, Al₂O₃ – 14,08, Fe₂O₃ – 0,41, FeO – 2,30, MnO – 0,03, MgO – 0,81, CaO – 1,52, Na₂O – 3,26, K₂O – 4,56, P₂O₅ – 0,06, п. п. п. – 0,48, Сумма – 99,66.

Циркон – удлиненно-призматический, тетрагональный, реже дитетрагональный, цирконового типа коричневого цвета, прозрачный, полупрозрачный, мелкие зерна всегда прозрачные. Поверхность ровная, матовая. Этот циркон более удлиненный, чем циркон пробы 1П и имеет более четкие не сглаженные формы. Размер по L_z равен 0,25-0,5 мм, коэффициент удлинения – 2,5-3,5. В иммерсии циркон похож на циркон пр. 1П, трещиноватый с высокими цветами интерференции. Вокруг зерна наблюдается узкая зональная оболочка. Изотопный возраст циркона из аплитопегматоидных гранитов протерозойский. По отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb⁰ варьирует от 2234 до 2433 млн. лет (табл. 2). Ионно-ионным методом, выполненным Клайссеном, возраст циркона из лейкосомы мигматита варьирует от 2,1 до 2,7 млрд лет, причем конкордантные значения возраста пяти точек составляют 2,69-2,73 млрд лет.

В этом же карьере датирован циркон из биотит-содержащего аплитопегматоидного гранита (пр. 4П). Визуально гранит темно-розовый, мелко-среднезернистый, массивный. Характерна структурная неоднородность породы: участки с гранобластовой, гетеробластовой

Таблица 2. Результаты уран-свинцового исследования циркона из розового аплитопегматоидного гранита (пр. 2П)

Фракция циркона, мм	Содержание, ppm		Изотопные отношения				Возраст, млн лет		
	U	Pb	206/204	206r/238	207r/235	207r/206	206r/238	207r/235	207r/206
0,07 тяж 2П	405	170	1026	0,356346	7,75614	0,1573	1965	2203	2433
> 0,1 э/м	803	220	1582	0,252426	4,89228	0,4134	1450	1800	2234
> 0,1 тяж	724	184	786	0,218653	4,49326	0,1488	1274	1730	2334
< 0,07 тяж	336	156	924	0,389926	8,36172	0,1548	2122	2271	2407

Таблица 3. Результаты уран-свинцового исследования циркона из микроклинизированного аплитовидного гранита (пр. 4П)

Фракция циркона, мм	Содержание, ppm		Изотопные отношения				Возраст, млн лет		
	U	Pb	206/204	206r/238	207r/235	207r/206	206r/238	207r/235	207r/206
> 0,1 2 э/м	1600	568	1020	0,304153	7,4548	0,176812	1712	2168	2632
0,07-0,1	760	367	2700	0,425756	10,9960	0,187459	2287	2523	2719
< 0,07 тяж	1340	699	2150	0,455103	12,0861	0,192073	2418	2611	2765
> 0,1 тяж	2130	390	2670	0,161859	4,2043	0,187559	967	1675	2728

структурами находятся в сочетании с участками с гранитной, иногда близкой к аплитовидной структурой. При этом развиты структуры замещения в плагиоклазе: каймы, симплектиты, мirmekиты. Структурная неоднородность, вероятно, обусловлена воздействием метасоматических процессов в виде микроклинизации и окварцевания плагиогранитов. Минеральный состав пробы (%): кварц – 40-45, микроклин – 40-42, плагиоклаз – 15-18, биотит – 2-3, циркон, апатит, магнетит. Основная масса плагиоклаза имеет реликтовый вид, неправильную форму, расплывчатые очертания. На участках наиболее интенсивного окварцевания и микроклинизации встречаются, главным образом, одиночные корродированные реликты зерен плагиоклаза размером от 0,1–0,6 до 0,9 мм. Внутри микроклина они часто раскислены до альбита (по краям или полностью). Микроклин в этих участках находится в виде межзерновых пленок, узких кайм вокруг плагиоклаза, количество и размеры которых постепенно увеличиваются к краям реликтовых участков и с удалением от них приобретают вид самостоятельных зерен, которые вместе с кварцем образуют участки гранитного облика.

Биотит темно-бурый, почти черный (0,15-0,5 мм), распределен неравномерно, больше тяготеет к плагиоклазодержащим участкам, часто затронут мусковитизацией. В таких участках встречается циркон овальной формы с корродированными краями, размером 0,03-0,07 мм, зональный, с ядром, трещиноватый, метамиктно измененный. В другом участке шлифа отмечаются два зерна циркона размером 0,02 мм в виде вrostков в апатите.

Химический состав породы (%): SiO₂ – 74,66, TiO₂ – 0,24, Al₂O₃ – 12,06, Fe₂O₃ – 1,30, FeO – 1,94, MnO – 0,03, MgO – 0,81, CaO – 1,39, Na₂O – 2,52, K₂O – 4,84, P₂O₅ – 0,06, п.п.п. – 0,27, Сумма – 100,12.

Циркон в протолочке представлен двумя разновидностями. Преобладает циркон первой разновидности (80 %) – удлиненно-призматический, тетрагональный, непрозрачный до слабо прозрачного, цирконового типа, с преобладающей гранью призмы {110}, к которой иногда добавляется грань {100} (рис. 2, в) В иммерсионных жидкостях циркон коричневый до темно-коричневого. Размер по оси L₄ 0,2-0,75 мм, коэффициент удлинения – 1,5-3,0. В срезах циркон неоднородный – как правило, есть ядро и оболочка. Ядро более трещиноватое, иногда частично метамиктизированное, окружено узкой тонкозональной оболочкой с пониженными цветами интерференции (рис. 3, в). Содержание гафния в ядре составляет 1,019–47 %, а в оболочке – 1,696-2,277 %.

Циркон второй разновидности (20 %) – темно-коричневый, непрозрачный, изометричный или дипирамидальный. Вероятно, наложенный тип циркона. В нем выше, чем в цирконе первого типа

содержание урана и скандия, а содержание гафния составляет 1,609-1,618 %.

Возраст циркона первой разновидности по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb варьирует в пределах 2632-2765 млн лет. Ионно-ионным методом конкордантные значения возраста получены для одного зерна, в котором оболочка и внутренняя часть зерна показывают одинаковый возраст, равный 2,73-2,74 млрд лет. Очевидно, несмотря на воздействие на породу метасоматических процессов в виде микроклинизации и окварцевания, циркон сохраняет архейский возраст (табл. 3), что, возможно, свидетельствует о том, что процесс микроклинизации и окварцевания происходил ~2,7 млрд лет назад.

Более древние цифры возраста получены для цирконов из плагиогнейсов и плагиогранитов. Продатированы цирконы из биотит-амфиболового плагиогнейса (пр. ПП-15/92), мелкозернистого, с лепидонематогранобластовой структурой, массивной текстурой. Минеральный состав гнейса (%): биотит – 40-45, голубовато-зеленая роговая обманка – 20-25, кварц – 15-20, плагиоклаз – 10-15, циркон, апатит, магнетит.

В породе присутствуют два типа циркона. Цирконы первого типа преобладают, представлены удлиненно-призматическими кристаллами гиацитного типа с развитой призмой {100}, пирамидкой {111} и слабо развитой призмой {110}. Размеры кристаллов по L₄ – 0,15-0,5 мм, коэффициент удлинения 2,5-3,5. Цвет циркона коричневый, до светло-коричневого, блеск матовый. Внутренне циркон сильно трещиноватый. Микросондовый анализ показал в ряде зерен циркона высокое цирконий-гафниевое отношение в центральной ядерной части зерен, достигающее 90, и более низкое – во внешних зонах кристаллов (70-59), что предполагает образование плагиогнейсов за счет более основных пород. Цирконы второго типа по форме и облику не отличаются от основной массы цирконов, но имеют ZrO₂/HfO₂ отношение в центре и во внешней части кристаллов равное 52-59, что указывает на более кислую среду их образования и, вероятно, на более молодой возраст. В табл. 4 приведены результаты изотопного исследования цирконов из пробы ПП-15/92.

Изохронный возраст циркона из биотит-амфиболового плагиогнейса (пр. ПП-15/92), равен 2800 ± 540 млн лет, а отношение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb варьирует в пределах 2695-2791 млн лет. Большая ошибка при построении уран-свинцовой изохроны зависит неоднородностью циркона в пробе, о чем упоминалось выше. На масс-спектрометре вторичных ионов доктором С. Клайссеном (лаборатория изотопной геологии Шведского музея природоведения в Стокгольме) продатированы ядерные части цирконов первого типа, которые дали возраст 2,96 млрд лет. Модельный Sm-Nd возраст (DM) биотит-амфиболового гнейса равен 3220 млн лет [7].

Таблица 4. Результаты уран-свинцового исследования циркона из биотит-амфиболового гнейса (пр. 15/92)

Фракция циркона	Содержание, ppm		Изотопные отношения					Возраст, млн лет		
	U	Pb	206/204	206/207	206/208	206r/238	207r/235	206/238	207/235	207/206
PP-15/92/893	500	277	15162	5,08962	6,70934	0,478742	12,9172	2522	2674	2791
PP-15/92/894	550	278	10553	5,38353	7,44872	0,444228	11,307	2370	2549	2695
PP-15/92/895	355	193	6288	5,22071	6,65308	0,470692	12,3067	2487	2628	2739

Изотопный возраст 2,97 млрд лет получен также для ядерной части одного зерна циркона (рис. 4, а), отобранного из темно-серого средне-зернистого биотитового плагиогранита (пр. 5П). В пробе преобладают цирконы с возрастом 2,6-2,7 млрд лет. Структура плагиогранита гранитная, текстура массивная. Минеральный состав (%):

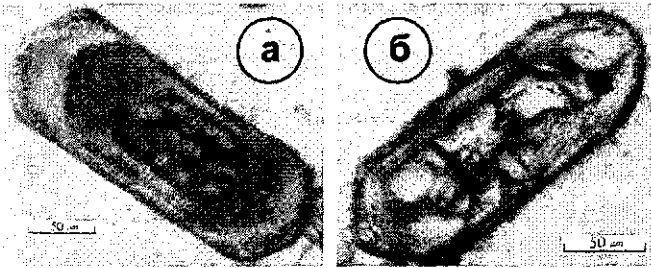


Рис. 4. Внутреннее строение цирконов из пород, отобранных в карьере с. Попельня (пр. 5П).

плагиоклаз – 50-55, кварц – 30-35, биотит – 15, апатит, циркон, сульфиды, молибденит. Циркон представлен удлиненно-призматическими тетрагональными и дитетрагональными кристаллами гиацитинового и цирконового типов темно-коричневого, коричневого цвета с матовым блеском, полупрозрачными, до непрозрачных. Непрозрачные зерна имеют частично метамиктизированные ядра, узкие оболочки разной мощности, как правило, прозрачные, с заниженными цветами интерференции (рис.4, а). Более прозрачные зерна имеют узкую оболочку с невысокими цветами интерференции и однородную трещиноватую внутреннюю часть, часто с многочисленными включениями (рис. 4, б).

ВЫВОДЫ

В стратиграфической схеме УРМСК метаморфические породы Росинско-Тикицкого мегаблока отнесены к неoarхею, однако, геохронологически уран-свинцовым методом архейский возраст получен лишь на ограниченных участках мегаблока, в частности, в районе сел Дзюньков, Обозовка, Погребище, и в районе села Попельня, где они представлены двуполовошпатовыми мигматитами и габбро-амфиболитами. Оба эти выхода приурочены к западной окраине Росинско-Тикицкого мегаблока и находятся в пределах Брусилловской межблоковой шовной зоны, где они сохранились в тектонических клиньях и, вероятно, были вынесены при становлении этой шовной зоны.

Рассмотренные породы, вероятно, представляют нижний структурный этаж Росинско-Тикицкого мегаблока, в котором устанавливаются два этапа архейской гранитизации – плагиогранитная около 2,9 млрд лет, калишпатизация – 2,7 млрд лет.

В Росинско-Тикицком мегаблоке интенсивно проявлена протерозойская гранитизация $2,0 \pm 0,1$ млрд лет, (гранитоиды звенигородского, уманского, ставищанского комплексов и др.), которой подверглись

не только породы верхнего структурного этажа (росинско-тикицкой серии), но и породы нижнего структурного этажа, но она, однако, не смогла затушевать архейский возраст пород нижнего структурного этажа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анциферов А.В., Шермет Е.М., Есичук К.Е. и др. Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. – Донецк: изд-во «Вебер» Донецкое отделение. – 2009. – 253 с.
2. Єнтін В.Ф., Шимків Л.М. Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень Українського щита // Мінеральні ресурси України. – 2004. – №1. – С. 12-13.
3. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. – Киев: Наук. думка, 1978. – 223 с.
4. Крутиховская З.А., Пастухов В.Г., Подолянко С.М. и др. Исследование связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 83-95.
5. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1975. – 268 с.
6. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. – Киев: Наук. думка, 2005. – 242 с.
7. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.
8. Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. – Киев, 2000. – 35 с.
9. Ярошук М.А. Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы района Володарских магнитных аномалий // Геол. журн. – 1968. – 28, № 5. – С. 23-33.

РЕЗЮМЕ

Розглянуто породи нижнього структурного поверху Росинсько-Тикицького мегаблоку, представлені мигматитами кар'єру с. Попельня, які співставляються з мигматитами з районів сіл Дзюньків – Обозівка. Виходи цих порід знаходяться в Брусилівській шовній зоні, де вони збереглися в тектонічних клинах і, напевно, були винесені при становленні цієї шовної зони. По цирконах з усіх різновидів порід визначений уран-свинцевий вік – 2,7 млрд р. Цей вік інтерпретується як час неoarхейського гранітоутворення з інтенсивною калишпатизацією порід нижнього структурного поверху. Отримано також вік 2,1-2,56 млрд рр., що свідчить про вплив протерозойської активізації на ці породи, але недостатній щоб затушувати повністю архейський вік нижнього структурного поверху Росинсько-Тикицького мегаблоку.

SUMMARY

The lower structural level rocks of Rosinsko-Tikich megablock, are considered. They are presented by Popelnya migmatites, which are comparable with migmatites of the Dzyunkiv-Obozivka region. Outcrop of these rocks is connected with Brusilovska sutural zone, where the rocks preserved in tectonic wedges and, probably, were carried out in time of the sutural zone formation. U-Pb age for zircons from all varieties of the rocks was determined and it is equal to 2.7 Ga. This age is interpreted as a time of neoproterozoic granite formation when the lower structural level rocks were enriched with potash feldspar.

The age of 2.1-2.56 Ga, which was also derived, indicates that these rocks were influenced by Proterozoic activation. But the influence was insufficient to conceal the Archean age of the lower structural level rocks of the Rosinsko-Tikich megablock.

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеновко НАН Украины, г. Киев*

E-mail: pan@igmof.gov.ua

Поступила в редакцию 29.01.2010 г.

УДК 552.33 (477)

С.Г. КРИВДІК, В.Г. МОРГУН

ПРО ФОРМАЦІЙНУ ПРИНАЛЕЖНІСТЬ ЛУЖНИХ МЕТАСОМАТИТІВ СХІДНОГО ПРИАЗОВ'Я

В Східному Приазов'ї на території Українського щита широко розповсюджені лужні метасоматити, які складаються з лужних польових шпатів, егірину та збагачених фтором амфіболів (рибекіт-арведсонітової серії), інколи вони містять куплетскіт. В одних випадках лужні метасоматити супроводжують жильні карбонатити (Хлібодарівка), в інших – вони асоціюють з кальцитовими та флюорит-кальцитовими жилами з паризитом (Петрово-Гнутівський рудопрояв, р-н с. Каплани на р. Кальміус). За геохімічними особливостями лужні метасоматити Східного Приазов'я досить різноманітні: в Дмитрівському кар'єрі до них характерна TR-Zr-Nb мінералізація (бритоліт, циркон, пірохлор) або багата вкрапленість молібдену; часті прояви метасоматитів на р. Кальміус відзначаються переважно рідкісноземельною та флюоритовою мінералізацією. Наявні результати визначення віку (K-Ar, Pb-Pb і U-Pb методи) деяких проявів метасоматитів (Дмитрівка, Хлібодарівка Петрово-Гнутівський рудопрояв) показують, що вони є древнішими (1850–2000 млн рр.) від лужних порід Октябрського масиву (1800 млн рр.). Висловлюється припущення про фенітову природу цих метасоматитів: вони пов'язані з нерозкритих ерозією лужними породами карбонатитової формації (в Хлібодарівці вони супроводжують жили карбонатитів).

ВСТУП

Лужні метасоматити в Східному Приазов'ї відомі ще з часів Й.А. Морозевича і Л.Ф. Айнберга, які звичайно відносили їх до лужних сієнітів. Власне метасоматитами ці породи були, очевидно, вперше названі В.І. Кузьменком під час досліджень Петрово-Гнутівського рудопрояву паризита [8]. Найбільш повна характеристика цих метасоматитів була наведена в монографії М.Л. Єлісеєва зі співавторами [2]. На той час лужні метасоматити були вже відомі у багатьох пунктах, переважно у відслоненнях по р. Кальміус (Петрово-Гнутівський рудопрояв, бб. Чернеца, Вербова, Калмицька та ін.). Названі авторами лужні метасоматити трактувалися як тріщинні утворення або як феніти. Конкретного значення слову “феніт” не надавалося. І.Д. Царовський вважав, що ці метасоматити пов'язані з лужними породами Октябрського масиву, проте цей дослідник не опублікував результати своїх спостережень про ці метасоматити. Пізніше подібні метасоматити були виявлені серед ендербітів у Хлібодарівському кар'єрі [5,7]. Асоціація лужних метасоматитів з карбонатитовими жилами (як екзоконтактові метасоматити) в цьому кар'єрі навели одного з авторів цієї статті на думку про фенітову природу і решти метасоматитів Приазов'я. Такі ж міркування наводилися і в статті Є.Я. Марченка зі співавторами [9], щодо егіринових метасоматитів на Петрово-Гнутівському паризит-флюоритовому ру-

допрояві. Пізніше були виявлені лужні метасоматити з TR-Zr-Nb мінералізацією в Дмитрівському кар'єрі недалеко (північніше) від Октябрського масиву. Наявні результати визначення віку лужних метасоматитів та супроводжуючих їх карбонатитів порід [10, 14, 16], показали, що вони значно древніші (1850–2000 млн рр.) від лужних порід Октябрського масиву (1800 млн рр.). Все це, та деякі особливості речовинного складу досліджуваних лужних метасоматитів дозволили нам прийти до остаточного висновку про приналежність їх до фенітів., тобто метасоматитів, генетично пов'язаних з нерозкритими ерозією породами карбонатитової (лужно-ультраосновної) формації (в Хлібодарівці вони безпосередньо супроводжують жили карбонатитів).

ПОШИРЕННЯ ЛУЖНИХ МЕТАСОМАТИТІВ ТА УМОВИ ЇХ ЗАЛЯГАННЯ

Лужні метасоматити поширені як у безпосередній близькості від Октябрського масиву (Дмитрівка, Хлібодарівка, б. Валі-Тарама), так і на значній відстані від нього переважно у відслоненнях по р. Кальміус (рисунки). Очевидно, лужні метасоматити розповсюджені значно ширше, ніж це показано на схемі. Вони описані лише в природних відслоненнях корінних порід по бортах балок і р. Кальміус, а також розкриті двома діючими кар'єрами (с.с. Дмитрівка, Хлібодарівка). Можна припустити що такі метасоматити наявні і