

УДК 549.514.81(477)

**НОВІ ДАНІ ПРО ІЗОТОПНИЙ СКЛАД І ГЕОЛОГІЮ
ТИТАН-ЦИРКОНІЄВИХ РОЗСИПНИХ РОДОВИЩ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА НА ПРИКЛАДІ
САМОТКАНСЬКОГО РОДОВИЩА**

**Б. Панов¹, О. Білоусова², В. Гріффін², С. О'Рейлі², Ю. Цимбал³,
Ю. Панов¹, О. Черниш¹**

¹Донецький національний технічний університет
83000 м. Донецьк, вул. Артема, 58. E-mail: geolog@dgtu.donetsk.ua

²Департамент наук про Землю та планети,
Головний національний центр GEMOC ARC, Макуорі університет,
Макуорі, NSW 2109, Австралія. E-mail: wgriffin@els.mq.edu.au

³Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення НАН України
03142 м. Київ, просп. акад. Палладіна, 34. E-mail: tsymbal@igmr.relc.com

Використання іонних і лазерних мікрозондів GEMOC Key Centre при університеті Макуорі (Австралія) дало змогу виконати аналізи найдрібніших зерен циркону з деяких розсіпних родовищ України. Застосування U-Pb методу для визначення віку, а також визначення елементів-домішок циркону за допомогою ізотопів Hf дало змогу з'ясувати залежність складу циркону від порід, що його містять, та визначити петротипи корінних джерел циркону.

Ключові слова: розсіп, циркон, елементи-домішки, ізотопи, Україна.

В Україні відомо 11 давніх комплексних титан-цирконієвих родовищ, близько 250 рудопроявів і 1400 пунктів мінералізації [1]. За умовами утворення визначено такі типи титанових і цирконієвих розсіпів: прибережно-морської фації мілководного моря, континентальні, залишкові, а також сучасних пляжів і мілководного шельфу. Сьогодні розробляють відкритим способом перші три типи, які належать до давніх похованих розсіпів (на глибинах від 10 до 100 м).

Запасами титанових і цирконієвих руд наша держава забезпечена на значний період. Видобуток титанового концентрату в Україні становить 20 % від світового. Вона забезпечує сировиною власні підприємства і значну кількість її експортує в інші країни.

Головні області розвитку давніх титан-цирконієвих розсіпів на території України – Український щит (УЩ), Дніпровсько-Донецька (ДДЗ) і Конксько-Ялинська западини. Вони утворюють дві великі розсіпні зони, одна з яких простежена на північно-східному схилі УЩ, а інша – по північно-східному борту ДДЗ. Головними районами локалізації розсіпів є Середнє Придніпров'я, ДДЗ і Північне Приазов'я (рис. 1). Розсіпи цих районів подібні за будовою, умовами залягання рудних покладів, літологією, мінеральним складом та іншими ознаками. Це свідчить про подібність фаціальних і гідродинамічних умов їхнього формування. Однак деякі

відмінності цих районів зумовлені особливостями геологічної будови, історією розвитку кожного з них та умовами їхнього формування.

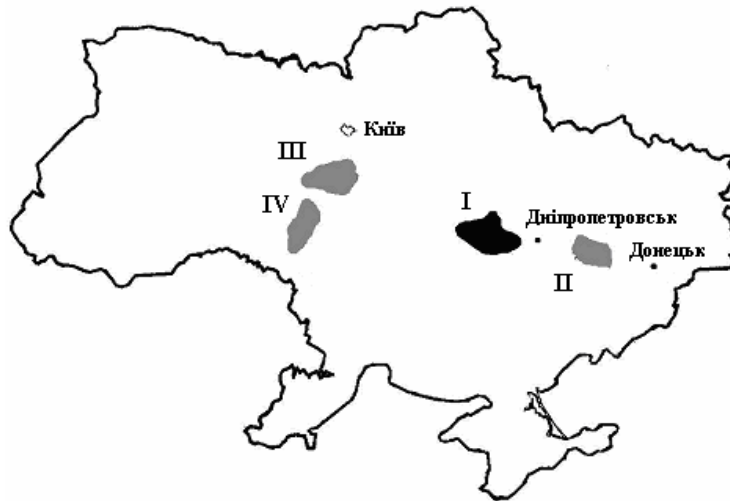


Рис. 1. Розсіпні титан-цирконієві родовища України:
I – Самотканське; II – Вовчанське; III – Тарасівське; IV – Зеленогорське.

У зоні зчленування двох великих структур платформного типу – УЩ і ДДЗ – розташований розсіпний район Середнє Придніпров'я. Він збагачений прибережно-морськими розсіпами, приуроченими до відкладів полтавської серії (верхній олігоцен–нижній і середній міоцен) і сарматського ярусу (верхній міоцен).

У геологічній будові Середнього Придніпров'я беруть участь докембрійський фундамент, що утворений різними за складом кристалічними породами, та перекривний осадовий чохол, сформований різними за літологічним і фаціальним складом відкладами палеозою, мезозою й кайнозою.

На кристалічних породах докембрію розвинута давня кора звітрювання. На ній, а де її нема, – безпосередньо на незвітрілих породах докембрію залягає товща осадових порід палеозойського, мезозойського і кайнозойського віку потужністю від декількох до 300–400 м і більше.

Значні площі в межах щита і його схилів займають відклади полтавської серії (верхній олігоцен–нижній і середній міоцен). Їхня потужність змінюється від декількох до 60–65 м.

Породи полтавської серії повсюди перекриті верхньоміоценовими (сарматськими) відкладами, представленими в центральній та північній частинах Середнього Придніпров'я зеленкувато-сірими і строкатими глинами потужністю до 15–20 м, а в південній (басейни Самоткані, Сури, Самари та ін.) – товщею пісків, глин, вапняків і мергелів потужністю до 20–30 м. З пісками прибережно-морської фації в басейнах Самоткані і Вовчої пов'язані багаті титан-цирконієві розсіпи. Вони утворилися внаслідок розмивання і перевідкладення в прибережній зоні середньосарматського моря широко розвинутих у Придніпров'ї пісків полтавської серії.

Головними продуктивними на розсипи стратиграфічними горизонтами є полтавська серія і сарматський ярус. У багатьох місцях їхні прибережно-морські фації містять титан-цирконієві розсипи.

У межах Середньопридніпровського розсипного району виділяють такі розсипні ділянки, як Самотканська (Правобережна) і Вовчанська (Лівобережна). Найбільше вивчений Самотканський розсип, розташований у басейні однойменної річки, менше – в басейні р. Вовча, в межиріччі Інгулець–Дніпро (див. рис. 1).

Рудоносні відклади полтавської серії широко розвинуті в районі розсипу. Їх немає лише в долині середньої і нижньої течії Самоткані, де вони розмиті в четвертинний час. У східній частині розсипу ці відклади залягають на глауконіт-кварцових пісках харківської світи олігоцену, а в західній – на корі звітрювання кристалічних порід. Представлені вони товщею морських пісків середнього горизонту потужністю від 20–25 до 30–35 м.

Нижня частина товщі складена зеленкувато- і жовто-сірими кварцовими пісками потужністю 5–8 м. У середній частині залягають жовто-сірі й білі дрібнозернисті піски потужністю 15–20 м. До їхньої базальної частини приурочені окремі лінзоподібні поклади титан-цирконієвих руд із вмістом важких мінералів від декількох до 40–50 кг/м³.

Верхня частина товщі складена білими, ясно-сірими та строкатозабарвленими тонко- і дрібнозернистими пісками з характерною горизонтальною й косохвилястою шаруватістю, виділеною скупченням рудних мінералів у вигляді природних шліхових прошарків. Родовий склад фауни свідчить про те, що вмісні піски утворились у прибережній зоні нормально солоного морського басейну. До них у північно-західній частині розсипу приурочений витриманий за простяганням рудний пласт потужністю 5–10 м із вмістом важких мінералів від 10–15 до 100–150 кг/м³. Найвищий вміст важких мінералів зафіксовано у верхній частині товщі, поблизу контакту з відкладами сарматського віку.

До головних мінералів важкої фракції полтавських розсипів належать змінений ільменіт, рутил+лейкоксен, циркон, дистен+силіманіт, ставроліт і турмалін. У невеликій кількості наявні анатаз, брукіт, хромшпінеліди, шпінель, корунд, андалузит, монацит, топаз та ін.

Рудоносні відклади середньосарматського віку розвинуті майже на всій площі розсипу. Їхня потужність становить 15–25 м. За літомінералогічними особливостями товщу розділено на три горизонти – нижній, середній і верхній. До пісків середнього горизонту приурочені найбагатші поклади титан-цирконієвих руд. За характером зруденіння і структурно-текстурними особливостями можна судити про формування цих відкладів у пляжній зоні моря.

Розсип середньосарматського віку складений з трьох паралельних пластових покладів (південного, центрального і північного), витягнутих у субширотному напрямі майже на 20 км (рис. 2). Поклади розділені вузькими (200–600 м) смугами пісків з низькою концентрацією важких мінералів. За межами розсипу вміст рудних мінералів у пісках сармату зрідка перевищує 2–5 кг/м³.

Найвитриманішим і найбагатшим є центральний поклад. Ширина його змінюється від 0,3–0,5 км на заході до 0,8–1,0 км на сході. Ширина південного покладу – 0,7–1,0 км. Північний поклад складений з окремих тіл шириною 0,1–0,3 км, вдовжених згідно з загальним простяганням розсипу.



Рис. 2. План будови сарматського розсипу басейну р. Самоткань.

У поперечному розрізі поклади утворені лінзоподібними тілами з максимальною потужністю (до 15–18 м) і вмістом важких мінералів (іноді до 1000–1500 кг/м³) у середній частині (рис. 3). За простяганням потужність покладу і концентрація важких мінералів у них витриманіша. Їхній вміст закономірно змінюється від середнього у верхній частині до багатого й дуже багатого в середній і до низького в нижній частині розрізу.

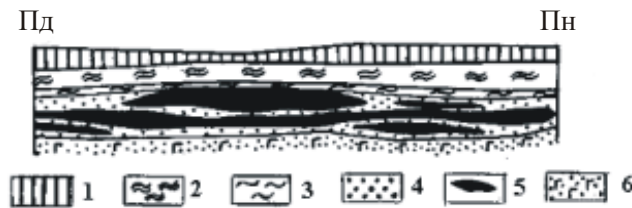


Рис. 3. Поперечний розріз Самотканського розсипу:

1 – леси та суглинки четвертинного віку; 2 – глини та суглинки Q₁; 3 – глини верхньо-сарматського віку; 4 – кварцові піски середньосарматського віку; 5 – поклади титан-цирконієвих руд; 6 – кварц-глауконітові піски харківської світи.

Важка фракція складена, головню, зі зміненого ільменіту (44 %), рутилу+лейкоксену (16 %), циркону (9,6 %), дистену+силіманіту (13 %), ставроліту (13 %) і турмаліну (9 %). У невеликій кількості виявлені хромшпінеліди, шпінель, анатаз, брукіт, корунд, андалузит, дюмортъерит, баделеїт, каситерит, а також сліди муасаніту, монациту, ксенотиму та ін. [2].

Самотканське (Малишівське) розсипне родовище, найбільше у Європі, – єдине промислове титан-цирконієве родовище. На його базі працює Вільногірський державний гірничо-металургійний комбінат – один з найбільших у світі комплексів з видобутку й переробки рідкісноземельних руд. Цей комбінат випускає 40 видів продукції, зокрема рутиловий, ільменітовий, цирконієвий і дистен-силіманітовий концентрати; двоокис цирконію, стабілізований ітрієм; цирконій одноокисний; хлорокис цирконію; карбонат цирконію; фіаніт; кремній чотирихлористий; двоокис гафнію; порошок гафнію електролітичний; формувальні кварцові піски. Головними корисними мінералами є ільменіт, лейкоксен, рутил, циркон, дистен, ставроліт, силіманіт та ін. [2].

Самотканський розсип є типовим прибережно-морським. Історія відкриття цього родовища починається з 1953 р., коли під час геологічного знімання у басейні Самоткані відшукали піщані відклади сарматського віку з високою концентрацією ільменіту, рутилу й циркону. За даними шліхового опробування проведено розшукові роботи на розсипи. В результаті 1954 р. виявлено розсипне родовище титан-цирконієвих руд – Самотканське.

Формувалося воно в пляжній зоні. Утворення розсипів було приурочене до завершального етапу трансгресії та початку регресії полтавського і сарматського морських басейнів, про що свідчать пристосованість багатих титан-цирконієвих руд до середньої, рідше верхньої частини розрізу продуктивних відкладів та інші особливості.

Джерелом рудних та інших важких мінералів полтавських розсипів басейну Самоткані слугували, головню, давніші осадові породи палеогену, передусім, глауконіт-кварцові піски харківської світи олігоцену, що широко розвинуті на схилі та прилеглий частині УЩ і містять у підвищеній кількості приблизно той же комплекс важких мінералів. Другорядну роль у їхньому живленні відіграє каолінова кора звітрювання кристалічних порід центральної частини щита. Джерелом важких мінералів сарматських розсипів були піщані відклади полтавської серії і титан-цирконієві розсипи, що містяться в них. Багаторазове перевідкладення в прибережній зоні матеріалу полтавської серії і безперервне природне шліхування в умовах стабілізації берегової зони сприяли концентрації важких мінералів у вузькій смузі пляжу та утворенню багатих розсипів.

Визначення віку циркону з полтавських і сарматських руд Самотканського розсипу (2010–1840 млн років) засвідчує, що корінним його джерелом були кристалічні породи докембрію, представлені в центральній частині УЩ осадово-вулканогенними породами криворізької та інгулецької серій (район Криворізько-Кременчуцького синклінорію), гнейсами інгульської серії (Інгуло-Інгулецький вододіл) і гранітами й мігматитами кіровоградського типу (Кіровоградсько-Бобринецький, Долинський, Боков'янський, Верблюзький та інші масиви).

Циркон є одним з найважливіших промислово цінних мінералів титан-цирконієвих розсипних родовищ України. Внаслідок значної механічної обробки зерна циркону цих родовищ втратили первинну форму. Максимальний розмір зерен – 0,25×0,15 мм; мінімальний – 0,14×0,06 мм; середній – 0,2×0,1 мм. Дослідження таких малих зерен, визначення їхніх елементів-домішок та віку за допомогою U-Pb методу стало можливим тільки завдяки GEMOC Key Centre при університеті Макуорі (Австралія). За допомогою електронного мікронда Camebax SX-50 і лазерних мікрондів LAM-ICP MS і LAM-MC-ICP MS О.А. Білоусова дослідила 42 зерна циркону Самотканського (Малишівського) розсипного родовища. Визначено вік зерен U-Pb методом (табл. 1) і за допомогою Hf-ізотопного аналізу (табл. 2).

Для того, щоб з'ясувати історію еволюції земної кори, необхідно знати не тільки вік материнських порід, а й джерело магматичного матеріалу. Цю проблему можна вирішити, якщо об'єднати отримані результати визначення U-Pb віку циркону й аналізу Sm-Nd у породах, що їх уміщують.

Таблиця 1

Аналітичні дані щодо циркону Самотканського розсипу згідно з U-Pb методом

Номер аналізу	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	2σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	2σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸
---------------	--------------------------------------	----	-------------------------------------	----	-------------------------------------

1	0,11237	0,00232	4,81416	0,12688	0,31072
2	0,08133	0,00238	2,32953	0,07650	0,20775
3	0,07637	0,00166	1,93008	0,05200	0,18329
4	0,09170	0,00214	3,22959	0,09106	0,25544
5	0,09993	0,00200	3,96480	0,10246	0,28775
6	0,09141	0,00464	3,19178	0,13666	0,25324
7	0,20098	0,00464	15,35746	0,43012	0,55425
8	0,12248	0,00636	5,6056	0,23278	0,33194
9	0,12043	0,00278	5,91057	0,16788	0,35600
10	0,10184	0,00266	4,10858	0,12752	0,2972
11	0,20863	0,00442	16,16462	0,43628	0,56207
12	0,11067	0,00234	4,9444	0,13432	0,32406
13	0,13511	0,00326	7,44436	0,21744	0,39967
14	0,06271	0,00138	0,60035	0,01666	0,06944
15	0,09850	0,00214	3,73587	0,10252	0,27517
16C*	0,11458	0,00254	5,33173	0,14922	0,33751
16R**	0,11702	0,00260	5,54413	0,15342	0,34378
17	0,08947	0,00386	2,91365	0,09724	0,23618
18	0,07012	0,00164	1,48522	0,04272	0,15367
19	0,10951	0,00264	4,84272	0,14136	0,32084
21	0,11260	0,00254	5,22904	0,14672	0,33688
22	0,10985	0,00220	4,83093	0,12734	0,31898
23	0,07404	0,00200	1,76954	0,05574	0,17335
24C	0,21180	0,00826	16,45381	0,45374	0,56344
24R	0,19668	0,00738	14,45694	0,38352	0,53310
25	0,07586	0,00270	1,94214	0,07536	0,18567
26	0,07730	0,00170	1,99226	0,05630	0,18692
27	0,15115	0,00310	9,20406	0,24486	0,44169
28	0,09871	0,00454	3,82156	0,14066	0,28078
29	0,15947	0,00364	10,00635	0,28840	0,45498
30	0,08011	0,00414	2,25125	0,09734	0,20382
31	0,07491	0,00256	1,81980	0,06796	0,17616
34	0,11657	0,00236	5,58681	0,14812	0,34752
35	0,11017	0,00234	4,86350	0,13316	0,32013
36	0,07881	0,00166	2,17305	0,05936	0,19995
37	0,05153	0,00294	0,29765	0,01474	0,04189
38	0,05397	0,00202	0,52858	0,02114	0,07103
39	0,10078	0,00216	4,01734	0,11056	0,28912
40	0,16453	0,00358	10,84459	0,30566	0,47803
41	0,07830	0,00166	2,12180	0,05848	0,19657
42	0,10107	0,00208	4,04945	0,10868	0,29059
43	0,07757	0,00164	2,04894	0,05602	0,19157

* C – ядро; R – облямівка.

Таблиця 2

Аналітичні дані щодо циркону Самотканського розсипу
згідно з Hf-ізотопним аналізом

Номер аналізу	Hf ¹⁷⁶ /Hf ¹⁷⁷	1 S.D.	Hf ¹⁷⁸ /Hf ¹⁷⁷	1 S.D.	Hf ¹⁸⁰ /Hf ¹⁷⁷	1 S.D.
---------------	--------------------------------------	--------	--------------------------------------	--------	--------------------------------------	--------

1	0,281590	0,000017	1,467170	0,000039	1,886770	0,000130
1'	0,281590	0,000017	1,467170	0,000039	1,886770	0,000130
2	0,282085	0,000014	1,467040	0,000032	1,886540	0,000083
3	0,282187	0,000017	1,467180	0,000028	1,886910	0,000068
4	0,281783	0,000013	1,467180	0,000030	1,886650	0,000077
5	0,282163	0,000018	1,467190	0,000035	1,886700	0,000055
6	0,282033	0,000013	1,467120	0,000029	1,886530	0,000075
7	0,280931	0,000011	1,467160	0,000030	1,886740	0,000053
8	0,281225	0,000014	1,467100	0,000034	1,886640	0,000072
9	0,281626	0,000014	1,467120	0,000033	1,886630	0,000072
10	0,281874	0,000012	1,467160	0,000036	1,886790	0,000077
11	0,281133	0,000014	1,467090	0,000032	1,886560	0,000088
12	0,281763	0,000014	1,467140	0,000020	1,886610	0,000047
13	0,281641	0,000012	1,467130	0,000027	1,886790	0,000065
15	0,281854	0,000008	1,467130	0,000033	1,886690	0,000067
16R	0,281551	0,000013	1,467110	0,000038	1,886580	0,000065
17	0,282060	0,000017	1,467210	0,000058	1,887060	0,000140
18	0,282298	0,000016	1,467150	0,000022	1,886730	0,000050
19	0,281717	0,000016	1,467110	0,000034	1,886830	0,000110
21	0,281430	0,000013	1,467120	0,000029	1,886770	0,000063
22	0,281852	0,000015	1,467040	0,000028	1,886690	0,000077
23	0,282274	0,000013	1,467130	0,000029	1,886740	0,000095
24C	0,280806	0,000021	1,467150	0,000028	1,886650	0,000068
25	0,282143	0,000014	1,467060	0,000028	1,886590	0,000080
26	0,282224	0,000011	1,467100	0,000020	1,886630	0,000072
27	0,281316	0,000014	1,467090	0,000044	1,886820	0,000089
28	0,282058	0,000016	1,467060	0,000031	1,886420	0,000086
29	0,281181	0,000027	1,467180	0,000041	1,886860	0,000170
30	0,281948	0,000019	1,467300	0,000046	1,887090	0,000140
31	0,282201	0,000016	1,467220	0,000028	1,886510	0,000068
34	0,281643	0,000010	1,467140	0,000026	1,886550	0,000056
35	0,281597	0,000021	1,467190	0,000037	1,886560	0,000120
36	0,282280	0,000010	1,467140	0,000024	1,886620	0,000067
37	0,282840	0,000015	1,467070	0,000028	1,886540	0,000097
38	0,282601	0,000011	1,467120	0,000043	1,886920	0,000120
39	0,281936	0,000013	1,467110	0,000029	1,886650	0,000089
40	0,281201	0,000014	1,467190	0,000037	1,886780	0,000099
42	0,281839	0,000012	1,467140	0,000035	1,886640	0,000055
43	0,282206	0,000011	1,467150	0,000030	1,886700	0,000075

Циркон дуже стійкий до метаморфічної перекристалізації навіть на високих стадіях метаморфізму, тому в цьому випадку для визначення віку можна використовувати первинне співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ його магматичного джерела, що зберігається під час кристалізації. Крім того, дані про елементи-супутники, отримані з електронних аналізів мікропроб, на додаток до аналізів U-Pb та ізотопу Hf дали корисну інформацію про склад магми, з якої кристалізувався кожний циркон. Також визначено співвідношення $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, яке використано для підрахунку первинного співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, оскільки Lu і Hf мають подібні характеристики розпаду, а $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, виміряне на LAM-MC-ICPMS, не має явних відхилень (див. табл. 2).

За допомогою $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ циркону розраховано вікову модель T_{DM} , засновану на джерелі деплетованої мантії. Проте ця модель може дати тільки мінімальний вік джерела магми, з якої кристалізувався циркон. Тому виникла потреба в розрахунку “корової” моделі віку (T_{DM}^C), яка припускає походження материнської магми з середньої континентальної кори, що первинно походила з деплетованої мантії.

Вивчення елементів-супутників у численних взірцях циркону виявило добрий зв’язок між ними і складом вмісних магматичних порід. Ця залежність на прикладі Самотканського родовища відображена на рис. 4.

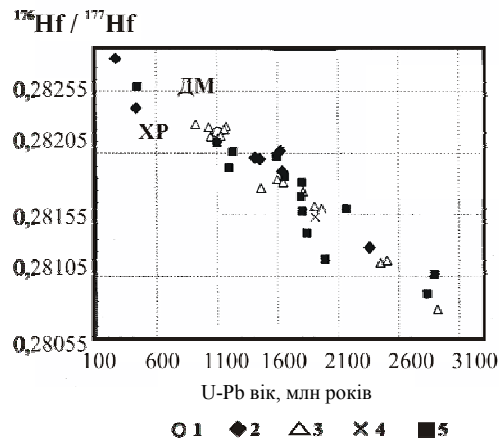


Рис. 4. Розподіл материнських порід Самотканського розсипу, що містять циркон, залежно від співвідношення ізоотопів Hf:

1 – карбонатити; 2, 3 – гранітоїди: 2 – вміст SiO_2 70–75 %; 3 – SiO_2 <65 %; 4 – брак даних; 5 – мафічні породи; ДМ – деплетована мантія; ХР – хондритовий резервуар.

Сукупність різних аналітичних даних дає змогу дослідити історію магматизму й відобразити особливості складу порід УЩ, поширених у межах цього розсипу. Дані засвідчили, що в усіх розсипних родовищах переважає циркон з різновікових основних і кислих порід. Також трапляються зерна з карбонатитів і дуже зрідка – з кімберлітів. Діаграма відсоткового співвідношення типів порід Самотканського розсипу показана на рис. 5. Найбільший вміст різновидів циркону, для яких не вдалося визначити материнські породи, є в Самотканському і Вовчанському розсипах.

Серед досліджених 42 зерен Самотканського розсипу згідно з U-Pb методом отримано 4 мезоархейські значення, 15 палеопротерозойських, 9 мезопротерозойських, 12 неопротерозойських і 2 фанерозойських. За цим розподілом мезоархею відповідають плагіограніти саксаганського комплексу, плагіомікроклінові граніти мокромосковського, токівського і демуринського комплексів та кварцові діорити сурського комплексу. Серед циркону палеопротерозою переважають різновиди віком 1990–1790 млн років (рис. 6). Їхніми корінними породами були граніти кіровоградського комплексу. Нечисленні зерна циркону віком 2165 млн років походять, мабуть, з гранітоїдів і габроїдів Новоукраїнського масиву. Не виявлено материнські породи для циркону віком 2500–2360 млн років (східна частина Кіровоградського блока). Розвинуті тут дайки основного і кислого складу були материнськими поро-

дами для мезо- і неопротерозойського циркону віком 1658–1414 і 1229–698 млн років, відповідно.

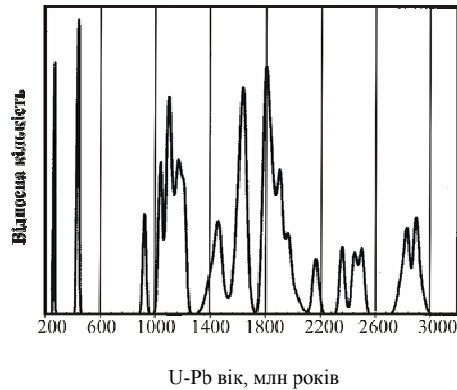


Рис. 5. Відносна кількість зерен циркону різного віку з Самотканського розсипу.

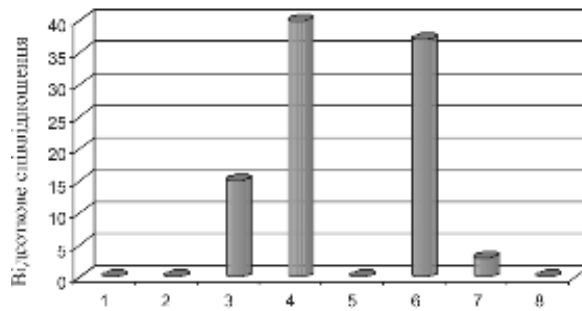


Рис. 6. Відсоткове співвідношення типів порід Самотканського розсипу:

1 – сієнітові пегматити; 2–4 – гранітоїди: 2 – вміст $\text{SiO}_2 > 75\%$; 3 – $\text{SiO}_2 70\text{--}75\%$; 4 – $\text{SiO}_2 < 65\%$; 5 – сієніти; 6 – мафічні породи; 7 – карбонатити; 8 – кімберліти.

Оскільки центральна частина Середньопридніпровського блока сформована різними за складом і походженням породами мезоархейського віку, а протерозойські утворення представлені дайками діабазів і гранітів віком 2600, 2300 та 1800 млн років, то, судячи з усього, вони й живили Самотканський розсип. Породи східної частини Кіровоградського блока (поширені утворення інгуло-інгулецької серії віком 2600–2050 млн років, гранітоїди кіровоградського комплексу віком 2100–2000 млн років, рапаківі й габро-анортозити віком 1750–1720 млн років) теж живили Самотканське родовище. Виділяються також породи віком 1380–1100 і 1800–1550 млн років, представлені діабазами, пікритами, сублужними габроїдами, псевдолейцитовими лампроїтами та кімберлітами.

Отже, визначення віку уламкових зерен циркону дало змогу не тільки визначити вік і склад його материнських порід, а й відновити геохронологію та історію роз-

виту магматизму на УЩ, який виявляв активність у середньому й пізньому протерозої, а також вирішити деякі питання щодо еволюції земної кори.

1. Атлас "Геологія і корисні копалини України". Титан-цирконієві розсипи / За ред. Л.С. Галецького. К., 2001.
2. Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. К., 1975.

**THE NEW DATA ON THE ISOTOPIC COMPOSITION
AND THE GEOLOGY OF THE TITANIUM-ZIRCONIUM FIELDS
OF THE UKRAINIAN SHIELD FOR SAMOTKAN' DEPOSIT EXAMPLE**

**B. Panov¹, E. Belousova², W. Griffin², S. O'Reilly², Yu. Tsymbal³,
Yu. Panov¹, O. Chernysh¹**

¹*Donetsk National Technical University*

Artema St. 58, UA – 83000 Donetsk, Ukraine. E-mail: geolog@dgtu.donetsk.ua

²*Department of Earth and Planetary Sciences, ARC National Key Centre for
Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents, Macquarie University.*

Macquarie, NSW 2109, Australia. E-mail: wgriffin@els.mq.edu.au

³*Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU*

Palladin Av. 34, UA – 03142 Kyiv, Ukraine. E-mail: tsymbal@igmr.relc.com

The using of ionic and laser microprobes GEMOC Key Center, Macquarie University allowed to accomplishing analysis of the smallest zircon grains from some Ukrainian fields. The U-Pb method application to age determination and revealing of the zircon trace-elements by means of Hf-isotopes allowed to ascertaining of zircon composition from its basic rocks and turn out the zircon basic sources petrotypes. The obtained data also give the possibility make a valuable contribution to solutions of the magmatism problems of the Ukrainian Shield evolution.

Key words: field, zircon, trace elements, isotopes, Ukraine.

Стаття надійшла до редколегії 28.09.2005

Прийнята до друку 01.11.2006