

УДК 553.494:553.087(477.42)

ГЕОЛОГІЯ ТА ОСОБЛИВОСТІ РУДОКОНЦЕНТРАЦІЇ НА ПЕРСПЕКТИВНОМУ ТОРЧИНСЬКОМУ РОДОВИЩІ ІЛЬМЕНІТУ

**М. Комський¹, О. Ремезова², О. Яременко², Т. Охоліна²,
С. Василенко²**

¹*Державна комісія з експертизи геологічних проектів та кошторисів,
вул. Кутузова, 18/7, 01133 м. Київ, Україна
E-mail: nkom@i.ua*

²*Інститут геологічних наук НАН України,
вул. Олесь Гончара, 55 б, 01601 м. Київ, Україна
E-mail: titania2305@i.ua*

Схарактеризовано особливості геологічної будови Торчинського залишкового родовища ільменіту, розвинутого по розшарованому тілу габроїдів (Володарськ-Волинський масив, Житомирська обл.). Виявлено залежність між концентрацією ільменіту в товщі кори звітрювання та рельєфом її поверхні.

Ключові слова: ільменіт, залишкове родовище, габроїди, кора звітрювання, суфозія, гіпсометрія поверхні, Володарськ-Волинський масив, Український щит.

Торчинське залишкове родовище ільменіту, друге в Україні за запасами, розташоване в лівобережній частині середньої течії басейну р. Тетерів, на межі Радомишльського, Коростишівського й Черняхівського районів Житомирської області, у південно-східній частині Володарськ-Волинського масиву основних порід. Складний розподіл рудних мінералів на родовищі зумовив характерну для нього зональну будову. Під час виконання геологорозвідувальних робіт такі особливості будови родовища, як і закономірності його формування, належним чином не дослідили. А це дало би змогу розробити раціональну технологію освоєння як цього, так і подібних об'єктів, особливо з огляду на те, що в Україні досі розробляли головню ільменітові розсипи, а поклади в корі звітрювання (КЗ) відпрацьовували фрагментарно. Тому Торчинське родовище цікаве і для науковців, і для виробників, оскільки його розроблення слугуватиме розвиткові мінерально-сировинної бази вітчизняної титанової галузі. З такого погляду дослідження закономірностей будови й умов формування КЗ у межах Торчинського родовища можуть стати поштовхом для виявлення нових перспективних площ збагаченої титаном кори звітрювання.

Значний внесок у розвиток учення про рудоносні КЗ зробили співробітники ІГЕМ АН СРСР (нині РАН) Б. Богатирьов, І. Гінзбург, А. Нікітіна, І. Рукавішнікова, Д. Сапожніков, А. Слукін та ін. [1–3, 10, 18]. Однак титанові КЗ залишилися поза їхньою увагою. Окремим особливостям будови й рудоносності кір

звітрювання присвячені праці [2, 14, 16]; Ю. Бурмін проаналізував будову титаноносних КЗ різних регіонів світу – Волині, Тургайського прогину й Австралії [4, 6]. У працях [5, 21 та ін.] описано зв'язок титанового зруденіння в КЗ району Роузленд (Австралія) з рудопроявами в материнських габроїдах та схарактеризовано різні профілі кір звітрювання. Проводять також дослідження щодо освоєння нових об'єктів залишкового типу, зокрема в Австралії [22, 23].

В окремих працях акцентовано увагу на значенні родовищ кір звітрювання для розвитку мінерально-сировинної бази України [8] та Росії [12], однак, як і раніше, у них мало уваги приділено геології залишкових родовищ титану. З'ясовано, що більшість елювіальних родовищ титану Волинського титаноносного району приурочена до площинних КЗ пізньопалеозойського–кайнозойського етапу [11], їхній вік визначено як досередньоярський. Виявлено залежність ступеня збереженості КЗ від рельєфу [7].

Власне Торчинське родовище, відкрите у 1950-х роках, уперше описали Н. Рубан і В. Дусяцький. Протягом 1970–1980-х років його розвідували геологи Житомирської ГРЕ Г. Проскурін та С. Швайберов. Інформацію щодо родовища можна знайти у фондових матеріалах геологорозвідувальних робіт того часу.

Торчинське родовище елювіальних титанових руд приурочене до КЗ габроїдів коростенського комплексу, якими складене моноклінальне розшароване тіло площею 160 кв. км, кут падіння 2–12° на схід. Підстильними породами є габро-анортозити Володарськ-Волинського масиву, які контактують з габроїдами на заході, а на сході наявний контакт з гранітами коростенського комплексу. За складом, структурою та фізичними властивостями у тілі габроїдів розрізняють три пачки: нижню (лейкогабро-норити), середню (габро-норити) і верхню (мангерити – калішпатовмісні габро-норити). Ці породи мають різну зернистість та певні особливості мінерального складу, тому звітрюються по-різному.

Уважають, що безпосередньо в межах родовища на рівень ерозійного зрізу виведені нижня й центральна пачки. У центральній виділяють два горизонти: нижній, збагачений ільменітом, і верхній, збагачений титаномagnetитом. Зазначають, що вміст рудних мінералів у центральній пачці становить 5–8, інколи до 25 %, вміст апатиту – 3–6 %. Однак наголосимо, що серед наявних у фондових матеріалах аналітичних результатів ми не знайшли підтвердження цих даних.

Рудне тіло на Торчинському родовищі простежено за простяганням з півночі на південь на 11,6 км за ширини 9 км. Воно представлене рудними скупченнями в КЗ каолінітового профілю. Кора, як зазначено, утворилася тут по габро-норитах, монцо-габро-норитах і лейкогабро-норитах у південно-східному ендоконтакті Володарськ-Волинського масиву основних порід. У межах родовища верхня частина КЗ, звичайно найбільша за потужністю (у середньому 7 м), каолінітова, нижче поступово переходить у жорст'яно-глинисту й жорст'яну (2,7 м). Так само поступово жорст'яні породи донизу переходять у тріщинуваті й інтенсивно звітрені габроїди.

У верхньому горизонті КЗ переважає каолініт з домішкою монтморилоніту. У жорст'яній частині кори до каолініту й монтморилоніту додаються інші глинисті мінерали – хлорити й гідролюди. Вони з різною інтенсивністю замістили первинні мінерали (польові шпати, піроксени, олівін) в уламках корінних порід і ще нижче – у звітрених габроїдах. Сліди звітрювання (за даними силікатних

аналізів та перерахунками на нормативні мінерали) у вигляді продуктів окиснення, імовірно, магнетиту, частково – закисного заліза зі зруйнованих піроксенів і олівіну (табл. 1, 2) виявлено й у материнських кристалічних породах.

Таблиця 1

Хімічний склад (середнє значення, масова частка у відсотках) та деякі фізичні властивості кристалічних порід і кори звітрювання Торчинського родовища

Параметри	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53,16	53,92	51,40	52,86	47,75	44,01	48,06	43,34	48,76
TiO ₂	1,06	1,34	3,25	2,05	3,44	4,22	4,20	7,00	1,37
Al ₂ O ₃	20,69	17,11	14,11	16,81	15,08	19,69	18,10	22,55	27,64
FeO _{зар}	7,88	10,11	13,33	10,95	15,48	17,87	13,40	13,98	7,96
Fe ₂ O ₃	2,13	2,47	3,55						
FeO	5,96	7,89	10,13						
MnO	0,05	0,05	0,08	0,11	0,13	0,11	0,13	0,10	0,04
MgO	2,54	3,61	3,31	2,22	1,04	0,76	0,98	0,71	0,69
CaO	8,30	7,38	6,93	6,34	5,50	0,96	4,56	0,69	1,19
Na ₂ O	3,51	3,34	3,08	3,24	2,67	0,24	2,28	0,26	0,30
K ₂ O	1,17	1,48	1,77	1,56	1,75	1,42	1,53	1,00	1,07
P ₂ O ₅	0,31	0,33	0,90	0,67	1,87	0,46	1,13	0,24	0,46
В.п.п.	1,07	1,07	1,47	2,42	3,59	8,28	4,50	8,95	9,53
δ, г/см ³						1,37		1,43	
d, г/см ³						2,68		2,80	
f, %						50,51		48,46	
K _p						1,04		1,00	
n	55	18	49	23	11	6	22	18	17

Примітки: 1 – габро-анортозити; 2 – калішпатовмісні лейкократові габро-норити; 3 – монцо-габро-норити; 4 – інтенсивно звітрені кристалічні породи у подошві КЗ; 5, 6 – горизонти східного флангу родовища; 5 – жорств'яний, 6 – каолінітовий; 7, 8 – горизонти західного флангу родовища; 7 – жорств'яний, 8 – каолінітовий; 9 – “вторинні каоліни”; FeO_{зар} – залізо загальне у формі FeO; δ – об'ємна маса скелету породи; d – густина; f – пористість; K_p – коефіцієнт пористості; n – кількість аналізів.

Середній вміст ільменіту в КЗ, за даними геологорозвідувальних робіт (Прокурин, 1970; Швайберов, 1984), становить 139,1 кг/м³ (блоки з запасами категорії В).

Як зазначено вище, характерною рисою родовища є виразна зональність у продуктивності КЗ. Особливо чітко це простежено в її найбагатшій – каолінітовій частині. Крім того, вміст ільменіту в західній частині родовища значно вищий, ніж у східній (рис. 1, див. табл. 1, 2). Тут же зосереджені всі блоки запасів високих категорій, тоді як блоки з позабалансовими запасами розташовані в східній частині. Якщо в каолінітовому горизонті східної частини родовища середній вміст ільменіту становить 30–40 кг/т (зрідка до 60 кг/т), то в західній частині цей показник перевищує 80 кг/т, а подекуди досягає 120, 170 і навіть 200 кг/т.

Характерно, що в районі родовища й поблизу нього (у тім числі в його західній, найпродуктивнішій частині) рудних габроїдів нема, що засвідчили виконані у значному обсязі розшукові й розвідувальні роботи.

Таблиця 2
Середній нормативний вміст мінералів у кристалічних породах
і корі звігрювання Торчинського родовища (див. табл. 1)

Мінерали	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Плагіоклаз	66	55	45	50	34	3	31	2	4
Калішпат	7	8	10	7	9	3	6	0	0.5
Кварц	4	5	5	9	8	11	9	9	8
Олівін	1	0	0						
Ортопіроксен	16	21	21						
Клінопіроксен	3	7	9						
Піроксен + олівін	20	28	30	9	6	3	2	1	1
Апатит	1	1	2	2	4	1	3	1	1
Ільменіт	1,3	1,6	3,9	4	7	8	8	13	3
Рутил	0,2	0,3	0,8						
Магнетит	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Гематит	1	1	2	0	0	0	0	0	0
Лімоніт	0	0	0	8	10	11	8	8	6
Каолініт				0,1	2	23	6	35	39
Гідромусковіт				0,1	1	13	5	13	16
Хлорит				1	6	8	7	3	4
Монтморилоніт				10	14	15	16	15	18

Примітки: номер плагіоклазу з порід групи 1 – 53, групи 2 – 48, групи 3 – 40; розрахункові норми глинистих мінералів: каолініт – $\{2\text{H}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{SiO}_2\}$; гідромусковіт – $\{5\text{H}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + 3\text{Al}_2\text{O}_3 + 6\text{SiO}_2\}$; хлорит – $\{3\text{H}_2\text{O} + 4(\text{FeO}, \text{MgO}) + \text{Al}_2\text{O}_3 + 3\text{SiO}_2\}$; монтморилоніт – $\{6\text{H}_2\text{O} + (\text{Na}_2\text{O}, \text{CaO}) + 1,1(\text{FeO}, \text{MgO}) + 5\text{Al}_2\text{O}_3 + 24\text{SiO}_2\}$.

Торчинське родовище унікальне в тому сенсі, що воно є винятково залишковим – руди КЗ не успадковували рудних скупчень з корінних кристалічних порід (їх там просто нема). Однак чітко визначено: 1) наявна виразна просторова рудна зональність у КЗ без такої в кристалічних породах; 2) на території родовища нема збагачених ільменітом корінних порід; 3) вміст ільменіту в КЗ незвично високий. Ці факти суперечать один одному і тому вражають.

Геологи, які розвідували родовище, намагалися залучити до їхнього пояснення гіпотезу про різний склад материнських габроїдів на західній і східній площах. На їхню думку, габроїди на заході містять підвищені концентрації ільменіту, тоді як габроїдам на сході властива титаномагнетитова мінералізація, а щодо ільменіту вони порівняно бідні.

Якщо ґрунтуватися на концепції жорсткого успадкування рівнями вмісту залишкових мінералів у КЗ їхніх концентрацій у корінних материнських породах, то наведена думка видається справедливою, фактично єдиною можливою. Водночас наявний величезний масив аналітичних даних цього не підтверджує.

Усе наведене треба якось пояснити. Якщо високі концентрації залишкових рудних мінералів у КЗ не обов'язково повинні успадковувати такі в материнських породах і можуть формуватися якось по-іншому, то чи не поширюється подібне явище на інші території? Отже, ця проблема безпосередньо стосується прогнозування й розшуків нових рудних об'єктів.

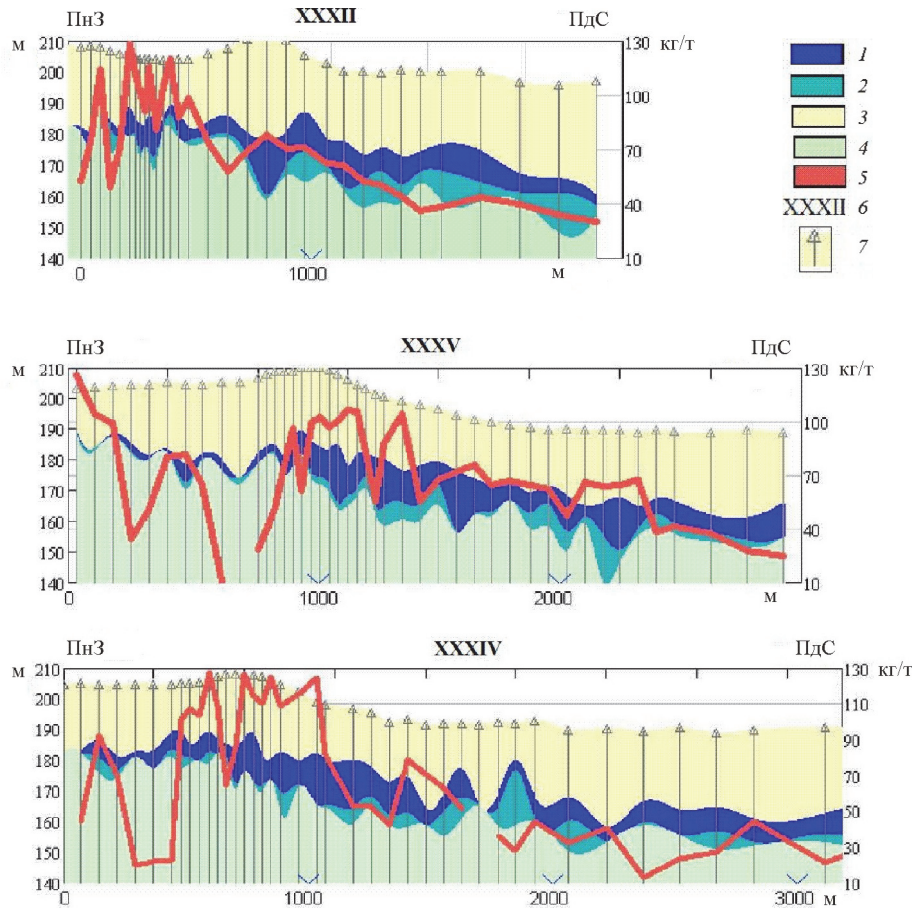


Рис. 1. Геологічні розрізи Торчинського родовища ільменіту:

1 – каолінітова частина КЗ; 2 – жорстк'яно-глиниста частина КЗ; 3 – перекривні відклади; 4 – материнські габро-норити; 5 – вміст ільменіту; 6 – номер профілю; 7 – розвідувальні свердловини. Ліва шкала – висота на рівнем моря; права шкала – вміст ільменіту; горизонтальна вісь – відстань від першої свердловини за профілем.

На розрізах, побудованих навхрест простяганню родовища (див. рис. 1), відразу ж привертає увагу помітне підвищення в західному напрямі і рельєфу денної поверхні, і поверхні покрівлі КЗ. І це характерно для всього родовища. Тож виявляється, що високі концентрації ільменіту приурочені до краю підняття й до його схилів. Отже, розташоване в західній частині підняття визначає просторову рудну зональність родовища. Ще яскравіше цю тенденцію видно на рис. 2, де на графіку показано згладжені залежності між висотою покрівлі КЗ та потужністю кори (крива 1), вмістом ільменіту в підстильних звітних габроїдах (крива 2) і вмістом ільменіту в каолінітовій частині КЗ (крива 3). З рис. 2 випливає, що концентрації рудного компонента у звітних материнських породах (під жорстк'яним горизонтом КЗ) розподілені інакше, ніж такі концентрації в каолі-

нітовому горизонті. Якщо в зниженій східній частині успадкування корою розподілу ільменіту в габроїдах ще помітно, то вище по схилу підняття кореляції між відповідними кривими концентрацій зовсім нема. І там, де концентрація ільменіту в каолінах найвища, у габроїдах вона навпаки, знижується.

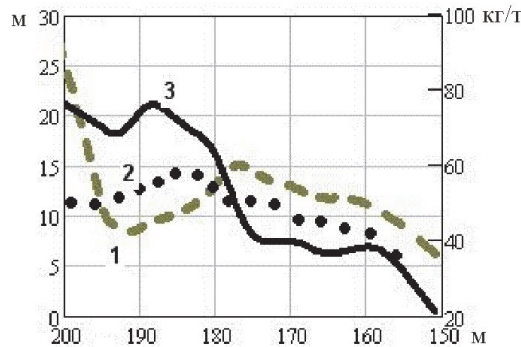


Рис. 2. Залежність між висотою залягання покрівлі КЗ Торчинського родовища та потужністю КЗ (крива 1, ліва шкала), вмістом ільменіту у звітних габроїдах (2, права шкала, $n = 1\,059$) і каолінітовому горизонті (3, права шкала, $n = 478$).

Криві згладжено за п'ятиметровими інтервалами; n – кількість середньозважених за свердловинами значень у каолінітовому горизонті за аналітичними даними геологорозвідувальних робіт Житомирської ГРЕ (1970–1984).

З наведеного випливає, що високий вміст ільменіту в західній частині родовища – на піднятті і його схилах – ніяк не відображає вмісту його в материнських породах. Тому можна зробити висновок, що просторова рудна зональність ніяк не пов'язана з підстильними материнськими породами. Правомірність такого висновку досить висока, оскільки він ґрунтується на дуже великому аналітичному матеріалі.

Збільшення потужності КЗ на схилах підняття (див. рис. 2), порівняно із власне підняттями та зниженими територіями, – явище відоме [13]. Його зафіксовано в різних місцях Східноєвропейської платформи, у тім числі на Українському щиті [15]. Пояснюють це явище, зазвичай, тим, що на схилах (у місцях перепаду палеогіпсометричних позначок) є найсприятливіші умови для глибокого проникнення активних вадозних вод. З нашого погляду, зростання потужності КЗ на схилах є наслідком не тільки глибшого проникнення вадозних вод, а й інтенсифікації екзогенних процесів загалом і короутворення, зокрема. Однак і ерозія КЗ на схилах виявлена інтенсивніше, що, звичайно, порушує цю нібито струнку картину.

На наведених розрізах (див. рис. 1) помітно ще одну особливість. Часто, хоч і не завжди, підвищені концентрації ільменіту в каолінах тяжіють до “кишень” – локальних знижень підшови кори, які, відповідно, супроводжуються її роздуваннями в цих місцях. Такі “провали” підшови кори трапляються на родовищі і на схилах підняття, і в східній частині – за межами підняття. Відомо, що подібні “кишені” зі збільшенням потужності КЗ характерні для зон тектонічних порушень, де роздробленість і підвищена проникність кристалічних порід сприяють

збільшенню амплітуди їхнього промивання, посиленню процесів короутворення і формуванню, зрештою, заглибленої структурної КЗ.

На підставі викладеного доходимо висновку, що збагачення КЗ ільменітом на краю підняття і його схилах, а іноді й над зонами тектонічних порушень може бути пов'язане з інтенсивністю короутворювальних процесів. Для ідентифікації цих процесів ми розділили всі аналітичні дані з фондових матеріалів на дві групи за висотою залягання покрівлі КЗ. За граничну обрано висотну позначку 175 м. Обидві групи порівнювали для того, щоб з'ясувати, у чому полягає відмінність КЗ на схилі і власне піднятті від КЗ за межами підняття.

На рис. 3 зображено криві розподілу вмісту ільменіту у габроїдах родовища загалом (лінія 1, вміст мінералу обчислювали за вмістом TiO_2 за даними силікатного аналізу), у габроїдах під КЗ з позначками покрівлі нижче 175 м (лінія 2, за даними безпосереднього визначення ільменіту – аналізи, виконані для підрахунку запасів), у габроїдах під КЗ з позначками покрівлі вище 175 м (лінія 3) і в каоліновому горизонті КЗ з позначками покрівлі нижче 175 м (лінія 4).

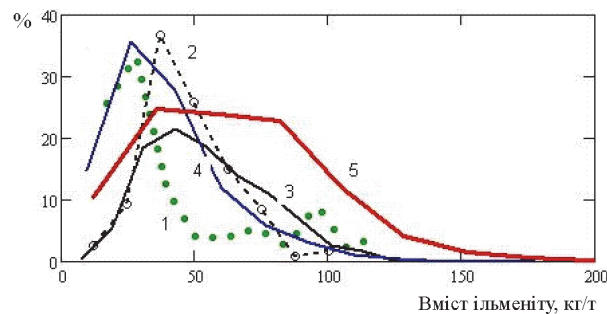


Рис. 3. Розподіл вмісту ільменіту в породах Торчинського родовища:

1 – габроїди ($n = 133$); 2 – під КЗ з позначками покрівлі нижче 175 м ($n = 120$); 3 – під КЗ з позначками покрівлі вище 175 м ($n = 939$); 4 – каоліновий горизонт, позначки покрівлі нижче 175 м ($n = 996$); 5 – каоліновий горизонт, позначки покрівлі вище 175 м ($n = 1468$).

Зазначені криві мають більш-менш однаковий характер і утворюють єдиний ансамбль, з якого явно випадає лінія 5 – крива розподілу вмісту ільменіту в каоліновому горизонті КЗ з позначками покрівлі вище 175 м. Помітно сильний розкид даних і виразне зміщення вправо, у бік високого вмісту рудного компонента. Характер кривих 1–4 цілком підтверджує зроблені вище висновки про порівнянню однорідність за вмістом ільменіту материнських габроїдів на території родовища, а також дані (наприклад, [17]) про незмінність або незначні зміни вмісту ільменіту в процесі утворення КЗ каолінового профілю. Крива 5 разюче суперечить цим відомостям, так що стосовно ільменіту різниця між каолінами в межах підняття в контурі родовища та іншими проаналізованими вибірками безумовна.

На рис. 4 відображено деякі показові діаграми за результатами силікатного аналізу проб із КЗ обох “висотних” груп. На рис. 4, в параметр R – це сума оксидів лужних земель, лугів і мангану. Ці оксиди наявні в польових шпатах (луги, CaO), піроксенах (CaO , MgO , MnO), у глинистих мінералах (крім каолініту). У

глинистих породах оксиду Al_2O_3 найбільше в каолініті, у габроїдах – у польових шпатах, інколи – в аутигенних глинистих мінералах. Втрати під час прожарювання пов'язані, головню, з виділенням кристалізаційної води, якої найбільше в каолініті.

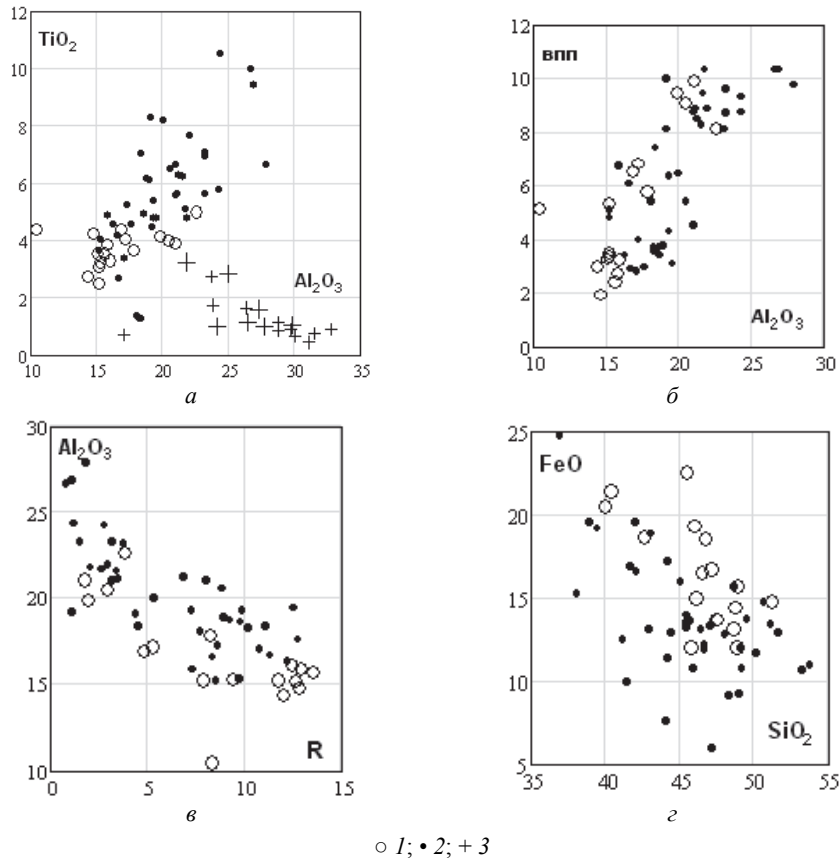


Рис. 4. Діаграми хімічного складу порід (масова частка у відсотках) кори звітрювання Торчинського родовища (без поділу за горизонтами):

1 – кора звітрювання, покрівля нижче 175 м ($n = 17$); 2 – кора звітрювання, покрівля вище 175 м ($n = 39$); 3 – “вторинні каоліни” (без поділу за висотою покрівлі К3) ($n = 18$); $R = \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

З наведених діаграм видно, що суттєва різниця між породами К3 нижньої й верхньої частин полягає тільки у вмісті TiO_2 . Наявні також деякі відмінності у складі порід (як і за даними табл. 1), пов'язані з інтенсивнішими процесами звітрювання (каолінізацією) на краю підняття і його схилах, порівняно зі східною низиною. Однак такими невеликими відмінностями пояснити значну різницю у вмісті титану (ільменіту) неможливо.

Показовим у цьому сенсі є рис. 4, а, з якого видно значне збільшення вмісту TiO_2 за набагато меншого рівня нагромадження глинозему. Імовірно, зв'язок між цими оксидами парагенетичний, суттєву роль у зростанні вмісту титану відіграє

інший процес, який, як і каолінізація, посилюється в межах підняття. Водночас на цій діаграмі помітно ще одну особливість: низка фігуративних точок сформувала другу “гілку”, симетрично протилежну до основного тренда. Тож є група порід, у яких зростання вмісту глинозему супроводжується зниженням концентрації TiO_2 . Цю групу порід, яким притаманний найменший вміст ільменіту і найбільший – каолініту, ми навели в табл. 1 і 2 окремо, назвавши їх умовно (до остаточного з'ясування) вторинними каолінами. Зазначимо, що у складі цієї групи наявні взірці з каолінового горизонту, причому з обох “висотних” рівнів (тому на рис. 4, б–г аналізи цих взірців не показано). Описувані породи можуть бути безпосередньо пов'язані з формуванням високих концентрацій ільменіту в КЗ на схилах, про що йтиметься нижче.

Загалом суттєвих відмінностей у речовинному складі порід КЗ обох “висотних” рівнів, якими можна було б пояснити помітні розбіжності у вмісті TiO_2 , не виявлено.

Те саме стосується гранулометричного спектра порід – двох груп каолінітових утворень і жорств'яно-глинистих порід. Можна тільки зазначити, що в межах підвищеної частини території гранулометричні спектри всіх цих порід більше диференційовані. Особливо це стосується алевритових і дрібнозернистих частинок, що знову ж таки зумовлено активнішою дезінтеграцією уламків корінних порід, та про суттєві розбіжності не йдеться.

Отже, постає питання: що стало причиною контрастного нагромадження ільменіту в КЗ піднятої частини території, порівняно з опущеною? Наведемо хід наших міркувань.

З наведених матеріалів випливає, що ільменіт нагромаджувався залишковим способом, а решта мінералів були вилучені.

Вилучення всіх інших мінералів означає і вилучення каолініту, інакше контрастного нагромадження залишкового ільменіту не відбуватиметься. Тому і чисто хімічне звітрювання теж відпадає, оскільки, як переконливо доведено у праці [17], каолініт практично не розкладається за кліматичних умов формування КЗ каолінітового профілю. Відтак, не утворюються розчинені сполуки алюмінію, які могли б виноситися. У протилежному випадку в зоні розкладання каолініту чи поряд з нею формувалися б латеритні утворення і боксити, а їх тут нема, як і вільних оксидів алюмінію загалом.

Залишається механічне винесення (у тім числі каолініту), причому не поверхневими водами, оскільки ільменіт є в усій товщі кори. “Внутрішнє” механічне винесення крізь товщу практично не проникних каолінів уявити собі, на перший погляд, узагалі не можливо.

Залучимо до наших міркувань ще часову координату – подивімося на ситуацію в геоісторичному аспекті. Кожна ділянка каолінової породи, як і всі сусідні, не завжди була такою, як є нині. Це була кристалічна порода, яка поступово руйнувалася звітрюванням і врешті-решт перетворилася на жорству. Такий процес охоплював і сусідні ділянки – послідовно, спочатку верхні, а з розвитком звітрювання на глибину – щораз глибші. Коли верхні ділянки вже перетворювались на каолін, нижні ще тільки ставали жорствою.

Висока водопроникність жорств'яних порід – явище вже цілком реальне. Тож реально уявити й активний рух у них води.

Що вища швидкість рухомої води, то активніше відбувається розкладання первинних мінералів з утворенням глинистих часток. Швидше привносяться водневий іон і розчинений кисень (активні агенти за умов каолінового короутворення), інтенсивніше виносяться продукти розкладання – розчинені лужні землі й луги, частково кремнезем і закисне залізо, хоча частина Fe^{2+} у цьому разі переходить у Fe^{3+} і втрачає рухомість [9].

У разі найвищого напору вод у жорстк'яному горизонті з'являються умови для прояву суфозійних процесів. Суфозія – це механічне винесення з товщі породи тонких глинистих часток рухомими підземними водами. Якщо відбувається винесення твердих (глинистих) частинок, то це механічна суфозія, якщо розчинених солей – то хімічна, якщо і тих, і інших – то суфозія змішаного типу. Умови перебігу суфозійних процесів такі:

1) порода повинна мати неоднорідний гранулометричний склад: великі пори, утворені великими частинками (наприклад, уламками кристалічних порід), повинні вільно пропускати дрібні (звичайно глинисті) частинки, які, відтак, здатні виноситися. Тому жорстк'яні породи – це якраз сприятливе середовище;

2) напір води в породі повинен бути достатньо високим. Уважають, що гідравлічний градієнт повинен перевищувати одиницю. Так звану розмивну швидкість – критичну швидкість підземних вод, за якої починається рух частинок певного розміру, – оцінюють по-різному. Звичайно в літературі (наприклад, [19]) можна знайти спеціальні таблиці, у яких наведено розмивну швидкість води для частинок різного розміру (табл. 3).

Таблиця 3

Розмивна швидкість води для частинок різного розміру,
за даними Д. Джастіна

Розмір частинок, мм	Розмивна швидкість, м/хв	Розмір частинок, мм	Розмивна швидкість, м/хв
5,0	13,23	0,10	1,83
3,0	10,37	0,08	1,67
1,0	5,91	0,05	1,31
0,8	5,30	0,03	1,04
0,5	4,18	0,01	0,59
0,3	3,08		

Наведені в таблиці дані добре апроксимує формула

$$f(X) = (5,906X^{0,504} - 0,0017) : 60,$$

де $f(X)$ – розмивна швидкість, м/с; X – розмір частинок, мм.

За [17], розмір зерен каолініту коливається від $< 0,0005$ до $0,01-0,03$ мм, у середньому становить $0,0005$ мм. За наведеною формулою можна обчислити швидкість для частинок різного розміру: $0,005$ мм – $0,0068$ м/с, $0,001$ мм – $0,003$ м/сек, $0,0005$ мм – $0,0021$ м/сек, $0,0001$ мм – $0,0009$ м/сек. Зазначимо, що у водорясні періоди швидкість води у жорстк'янистих породах могла перевищувати 2 мм/сек.

Напір води та її рухомість у проникних жорстк'яних породах були найінтенсивнішими якраз на схилах і на краю підняття, особливо в разі наявності тут зон

тріщинуватості. Тобто процеси суфозійного винесення активізувалися там, де процеси короутворення виявлялися найсильніше.

Можна припустити, що темпи активної суфозії збігаються з темпами утворення глинистих мінералів в уламках порід. У цьому разі вона сприяє збільшенню проникності породи й подальшій інтенсифікації всього процесу – з руйнуванням і вилученням усіх мінералів породи, крім найстійкіших. У нашому випадку стійким є ільменіт (у КЗ розмір його часток становить, зазвичай, десятки частки міліметра).

Коли ж звітрювання охоплює глибші кристалічні породи і наступний їхній шар перетворюється на жорстку, то сюди ж поступово зміщується і водний потік, а на вищому рівні (так би мовити, на старому місці) він з часом слабшає, і порода поступово “заростає” глинистою речовиною, повільно перетворюючись на каолінову.

До моменту, коли потік з заданої ділянки жорсткої породи починає переміщуватися вниз, ця ділянка вже збіднена всіма компонентами, порівняно з ільменітом. Природно, що утворена згодом у цьому місці каолінова порода успадкує такий стан (в іншому випадку вона нічим не відрізнятиметься від каолінової КЗ за межами підняття). Так що підвищена кількість “нерухомого” ільменіту (і, можливо, тільки вона) відобразить тут уже не тільки й навіть не стільки рівень його вмісту в материнських породах, скільки інтенсивність суфозійного процесу.

Твердих доказів щодо висловлених положень у нас нема. Суфозія, звичайно, повинна сприяти порівняному “потоншенню” товщі, у якій вона відбувається. Однак тут же, на схилах, активізуються всі інші агенти звітрювання, збільшується їхня вертикальна амплітуда, що приводить, навпаки, до “потовщення” кори. Сукупний ефект буде ситуативним.

Можливо також, що зазначена вище друга “гілка” фігуративних точок на рис. 4, а (саме зі зворотною залежністю в розподілі Al_2O_3 й TiO_2) є свідченням наявності ділянок (лінзи, прошарки) винесеного й перевідкладеного суфозійного (вторинного) каоліну, збідненого ільменітом. Та в цьому ще треба переконатися й водночас з’ясувати, чому і як відбувається тут нагромадження мангану.

Отже, єдине конкретне речовинне підтвердження суфозійних процесів у КЗ на схилі й на піднятті, яке в нас є, – це високий (порівняно з низинними ділянками) вміст стійкого щодо звітрювання ільменіту. Зрозуміло, що наведені міркування ще треба детально доводити й розвивати, однак уже можна зробити такі попередні висновки.

1. Запропоновано пояснення просторової рудної зональності Торчинського родовища. Причиною формування в КЗ його західної, піднятої частини високих концентрацій ільменіту, не адекватних його вмісту в материнських габроїдах, є суфозійні процеси.

2. Ці процеси відбувалися на схилі підняття в жорсткій частині КЗ в епоху її формування.

3. Явище суфозійно-залишкового рудоутворення (щодо стійких до звітрювання рудних мінералів у КЗ) можливе, напевно, не тільки на Торчинському родовищі. Якщо його виявлять в інших місцях, то можна буде декларувати виді-

лення суфозійно-залишкового типу зруденіння в корах звітрювання. Здається, що зазначене рудоутворення можливе в разі поєднання таких сприятливих умов:

- формування КЗ на материнських породах, хоча б трохи збагачених будь-якими цінними стійкими мінералами (зовсім не обов'язково до промислово-значущого рівня). У випадку габроїдів це ільменіт (наприклад, Торчинське родовище) або ільменіт і рутит, на гранітних породах – циркон, монацит, ортит, у зв'язку з рідкіснометалевими гранітами або пегматитами – каситерит, колумбіт-танталіт, на лужних інтрузіях – циркон, монацит, колумбіт, бритоїт й інші мінерали рідкісних земель;
- наявність перепадів гіпсометричних (палеогіпсометричних) позначок залягання КЗ. Особливий інтерес становить КЗ на краю підняття фундаменту й на їхніх схилах;
- наявність у корінних породах під КЗ – як на схилах, так і на самому піднятті – зон тектонічних порушень (звісно, одночасно з першою умовою).

4. Пропонуємо виконати подібні дослідження для з'ясування всіх невирішених питань у межах масивів основних порід Коростенського й Корсунь-Новомиргородського плутонів, метасоматичних рідкіснометалевих гранітів Пержанського рудного поля, лужних інтрузивних порід Приазовського блока й рідкіснометалевих пегматитових поясів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Богатырев Б. А. Бокситорудные эпохи фанерозоя / Б. А. Богатырев, В. В. Жуков, Ю. Г. Цеховский // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51, № 6. – С. 508–519.
2. Бугельский Ю. Ю. Гидрогеохимия никеленосных кор выветривания и миграция никеля в современных экзогенных условиях / Ю. Ю. Бугельский // Никеленосные коры выветривания Урала. – М. : Наука, 1970. – С. 229–263.
3. Бугельский Ю. Ю. Развитие учения о рудоносных корах выветривания: И. И. Гинзбург и его школа / Ю. Ю. Бугельский, А. Д. Слукин, В. М. Новиков // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий : 12 междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания : тез. докл. – М., 2000. – С. 59–61.
4. Бурмин Ю. А. Геология металлоносных кор выветривания / Ю. А. Бурмин. – М. : Недра, 1984. – 237 с.
5. Бурмин Ю. А. Геохимия рудоносных кор выветривания / Ю. А. Бурмин. – М. : Недра, 1987. – 228 с.
6. Бурмин Ю. А. Эпохи корообразования и элювиальные россыпи / Ю. А. Бурмин. – М. : Недра, 1988. – 253 с.
7. Веклич М. Ф. Палеогеоморфология области Украинского щита / М. Ф. Веклич. – К. : Наук. думка, 1966. – 119 с.
8. Галецкий Л. С. Титанові руди України / Л. С. Галецький, О. О. Ремезова // Геолог України. – 2007. – № 3. – С. 51–61.

9. Гинзбург И. И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов / И. И. Гинзбург // Кора выветривания. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – Вып. 5. – С. 87–119.
10. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация / И. И. Гинзбург // Кора выветривания. – М., 1963. – Вып. 6. – С. 71–101.
11. Додатко А. Д. Древние коры выветривания и методы их изучения / А. Д. Додатко. – Днепропетровск : НГУ, 2004. – 106 с.
12. Значение месторождений кор выветривания в развитии МСБ России / Н. И. Орлова, Л. З. Быховский, Н. П. Воропаева [и др.] // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий : 12 междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания : тез. докл. – М., 2000. – С. 272–274.
13. Каледа Г. А. Изменчивость отложений на тектонических структурах / Г. А. Каледа. – М. : Наука, 1985. – 192 с.
14. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые / А. Д. Савко, Ю. Ю. Бугельский, В. М. Новиков [и др.]. – Воронеж, 2007. – 355 с.
15. Кузьманенко Г. О. Первинні каоліни північно-західної частини Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Кузьманенко Галина Олексіївна. – К. : Ін-т геологічних наук, 2014. – 23 с.
16. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания / В. П. Петров. – М. : Недра, 1967. – 343 с.
17. Русько Ю. А. Каолинизация и каолины Украинского щита / Ю. А. Русько. – Киев : Наук. думка, 1976. – 157 с.
18. Сапожников Д. Г. О связи бокситов с корой выветривания / Д. Г. Сапожников, А. П. Никитина, А. Д. Слукин // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. – М., 1969. – Т. 1. – С. 213–225.
19. Справочник гидрогеолога. – М. : Госгеолтехиздат, 1962. – 616 с.
20. Тяпкин К. Ф. Системы разломов Украинского щита / К. Ф. Тяпкин, В. Н. Гонтаренко. – Киев : Наук. думка, 1990. – 184 с.
21. Force E. R. Geology of Titanium / E. R. Force // Min. Deposits. Geol. Soc. Am. – 1991. – Special Paper 259. – 112 p.
22. Herz N. Rutile and Ilmenite Placer Deposits Roseland District, Nelson and Amherst Counties, Virginia / N. Herz, L. E. Valentine, E. R. Iberall // Contrib. Econ. Geol. Geological Survey Bull. – 1970. – 1312-F. – 23 p.
23. Tear S. Resource Estimation of the Goondicum Ilmenite Deposit, SE Queensland, Australia / S. Tear, G. Lee, Ch. Desoe. – H&S Consultants Pty Ltd, 2014. – 121 p.

*Стаття: надійшла до редакції 15.04.2016
прийнята до друку 05.09.2016*

GEOLOGY AND CHARACTERISTICS OF ORE CONCENTRATION IN THE PROSPECTIVE TORCHYNSKE DEPOSIT OF ILMENITE

**M. Komskyi¹, O. Remezova², O. Yaremenko², T. Okholina²,
S. Vasylenko²**

¹*The State Commission on Expertise of Geological Projects and Budget,
18/7, Kutuzov St., 01133 Kyiv, Ukraine
E-mail: nkom@i.ua*

²*Institute of Geological Sciences of NASU,
55b, Oles Honchar St., 01601 Kyiv, Ukraine
E-mail: titania2305@i.ua*

The peculiarities of geological structure of Torchyn residual ilmenite deposit developed on the layered gabbroid body are examined. On the deposit, the lower and central zones of the body go to the erosion truncation that is reflected in the ilmenite and titaniferous magnetite distribution. The regularity of ilmenite concentration within the crust of weathering depending of its relief is shown.

It is marked the disparity of high ilmenite concentrations in the crust of weathering to the ore varieties of gabbroids in the layered series.

The highest ilmenite concentrations are characteristic for the relatively elevated parts of the crust of weathering. On the slopes, the partial decreasing of ilmenite content is taking place which is connected with the influence of wash-out of particles by underground waters. In conditions of the highest head of waters in the gross horizon it is real the manifestation of internal erosion – the mechanical removal from the stratum of rock the fine clay particles by underground waters that is allow to select the specific process of ore forming on this deposit.

Taking into account that this deposit is the second on the titanium reserves after Stremyhorod deposit, for the elaboration of the basis for its rational development it is need to research in details the connections of the relief of the crust of weathering, erosion processes in the different geological epochs and ilmenite content in area and in cut.

Key words: ilmenite, residual deposit, gabbroid, crust of weathering, suffusion, hypsometry of the surface, Volodarsk-Volynskyi massif, Ukrainian shield.