

точного расплава в его висячем боку. Кристаллизация интрузива происходила при высоких РТ параметрах и низкой фугитивности кислорода.

Предлагается выделить ультрабазиты Ждановского интрузива в одноименный комплекс флогопитовых и флогопит-амфиболовых перидотитов.

SUMMARY

Petrographical, mineralogical, petrochemical and geochemical characteristics ultrabasites of the Zhdanovka sill-like intrusion located in the central part Podol megablock in the Ukrainian shield are given. It is shown that in the bottom layer of the intrusion dunites and hartsburgite dominate, in the hanging layer – orthopyroxenites. Their rock-forming minerals are olivine (chrysolite), orthopyroxene (bronzite), phlogopite, and hornblende of hastingsite and edenite type. Based on the paragenesis and the proportion of these minerals the ultrabasites of Zhdanovka intrusion can be called phlogopite-amphibole dunites, hartsburgites and orthopyroxenites. By the content of SiO₂ and MgO they correspond to ultrabasites and basites of increased alkalinity (Na₂O + K₂O = 0,25-2,20 %, Na₂O/K₂O = 1-5). All varieties of rocks are characterized by high content of coherent elements (Cr, Ni, Co, Cu) and low - of incompatible (especially Nb and Ta). Copper-nickel mineralization of disseminated type (pyrrhotite- pentlandite- chalcopyrite) is connected with enriched in amphiboles varieties of orthopyroxenites.

УДК 553.495: (553.462+553.498)

В.А. СЁМКА, А.Н. ПОНОМАРЕНКО, С.Н. БОНДАРЕНКО,
Н.А. ДОНСКОЙ, Л.В. ШУМЛЯНСКИЙ, Е.Е. МЕЛЬНИКОВА, Л.В. СЁМКА

ДИБРОВСКОЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-УРАН-ТОРИЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ПРИАЗОВСКОМ МЕГАБЛОКЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Впервые для докембрия Украинского щита установлен новый генетический тип комплексного TR-U-Th оруденения в мезоархейских гранитоидах западной части Приазовского мегаблока, связанного с формацией вторичных кварцитов. Месторождение приурочено к экзоконтактной части слабоэродированного гранитного массива, имеющего штокообразную форму с крутыми контактами и овальным поперечным сечением. Рудные тела расположены в северной части массива и приурочены к контролирующим их кольцевым разломам, образующимся в процессе остывания гранитной магмы. Установлен полистадийный и регенерационный характер рудных ассоциаций от более высокотемпературных к низкотемпературным: (циркон+монацит) – рутил – (настуран+ браннерит) – молибденит – тирит-1 – (пирротин+самородный висмут+висмутин) – (тирит-2+галенит+халькопирит+сфалерит). По петрохимическим особенностям аплит-негматойдные граниты Дибровского типа относятся к субщелочному типу, характерному для гидротермальных средне- и низкотемпературных TR-U-Th месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Известные к настоящему времени ториево-редкометалльные месторождения отчетливо обнаруживают пространственную и генетическую связь со щелочными и субщелочными породами различных формаций. Генетические их типы весьма разнообразны и формируются они на всех этапах развития постмагматического процесса, начиная с раннего пневматолито-гидротермального и кончая поздним, средне- и низкотемпературным. Конкретный тип ториево-редкометалльных месторождений определяется сочетанием четырех факторов: типом формаций материнских щелочных пород, с которыми генетически связаны месторождения, положением минерализации в общем ходе постмагматического

Isotopic-geochemical characteristics of the ultrabasites calculated at the age of 2000 Ma have such values: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.701273-0.701397$; εSr from -12.3 to -14.0; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.510102-0.510108$; $\varepsilon\text{Nd} = 1.05-1.17$. They testify that initial melt formed by partial melting of rocks in depleted upper mantle and it hath not undergone by significant contamination of crustal material.

Ultrabasites of the Zhdanovka intrusion belong to the abyssal facies. The were formed from differentiated but still enough magnesian during by the crystallization fractionation which resulted in cumulation of olivine and orthopyroxene in the bottom layer of the intrusion and accumulation of residual melt in its hanging one. The crystallization of the intrusion occurred at high P-T conditions and low oxygen fugacity.

It is proposed to distinguish the ultrabasites of Zhdanovka intrusive as separate complex off phlogopite and phlogopite-amphibole peridotites.

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ*

Правобережна ГЕ ПДРГП "Північгеологія", с. Фурси

Надійшла до редакції 22.02.2010 р.

процесса, вмещающими породами и сочетанием тех или иных полезных ископаемых. Выделяется три формации щелочных пород, с которыми связаны резко отличающиеся между собой типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. К ним относится формация ультраосновных щелочных пород, с которой пространственно и генетически связаны карбонатитовые месторождения, формация щелочных и нефелиновых сиенитов и, наконец, формация субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов.

Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения приурочены главным образом к жестким консолидированным участкам земной коры. Они встречаются в краевых частях щитов, древних плат-

форм, срединных массивов, а также в краевых частях зон ранней консолидации складчатых поясов. В то же время месторождения, связанные с различными интрузивными комплексами, существенно различаются между собой своей структурно-геологической позицией и характером минерализации.

Характерной особенностью геологических условий формирования большинства постмагматических ториево-редкометалльных месторождений является тесная пространственная связь с материнскими интрузивами. Месторождения наиболее часто располагаются в зоне эндоконтакта интрузивов, реже в их экзоконтакте на незначительном удалении от него.

За последние десятилетия на Украинском щите (УЩ) работами производственных организаций КП "Кировгеология" открыты и разведаны десятки месторождений и рудопроявлений калий-урановой формации, которые представлены постмагматическим редкоземельно-уран-ториевым (TR-U-Th) промышленным типом. Для этих месторождений характерно комплексное оруденение и относительно небольшие запасы.

Наиболее распространены такие месторождения в Ингульском мегаблоке УЩ [1,7]. Хотя в последние годы впервые открыто TR-U-Th рудопроявление в Волынском мегаблоке [6]. Общей чертой этих месторождений и рудопроявлений является пространственная связь с аплит-пегматоидными гранитами зон палеопротерозойской тектоно-магматической активизации и прожилково-вкрапленный (штокверковый) характер богатых руд, представленных минералами U, Th, Zr, Mo, Bi. Типоморфными рудными минералами являются уранинит (бреггерит), циркон, монацит, торит, молибденит, висмутин и самородный висмут. Промышленное значение в этих месторождениях имеют уран, редкоземельные элементы, торий, молибден и висмут. Возраст уранового оруденения составляет в среднем 2000 млн лет.

В последние годы работами ПЗЭ-57 КП "Кировгеология" разведано Дибровское TR-U-Th месторождение, открытое В.М. Кичурчаком при проведении ГТК-50 в 1984-1988 гг. в пределах зоны сочленения северо-западной части Западно-Приазовского блока с Днепровско-Донецкой впадиной [3, 8].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геоструктурном плане Дибровская брахисинклиналь расположена в северной части Волчанского тектонического блока, в зоне сочленения последнего с Днепровско-Донецкой впадиной (рис. 1). По данным В.М. Кичурчака [3] в Дибровской брахисинклинали выделяется два гранитных купола – северный и южный. Северный купол овальной формы, размером 300x400 м, вытянутый в субмеридиональном направлении (рис. 2). Южный купол, значительно больше по размерам (1500 x 2000 м) и вытянут в субширотном направлении. Контакты гранитных массивов с вмещающими породами резкие и активные (рис. 3). Южный купол значительно больше эродирован и разбит разломами субширотного простирания, а вмещающими породами для него являются плагиомигматиты мезоархейского шевченковского комплекса.

Северный купол наименее эродированный, а вмещающими породами для него являются метаморфические породы палеоархейской кайинкулак-

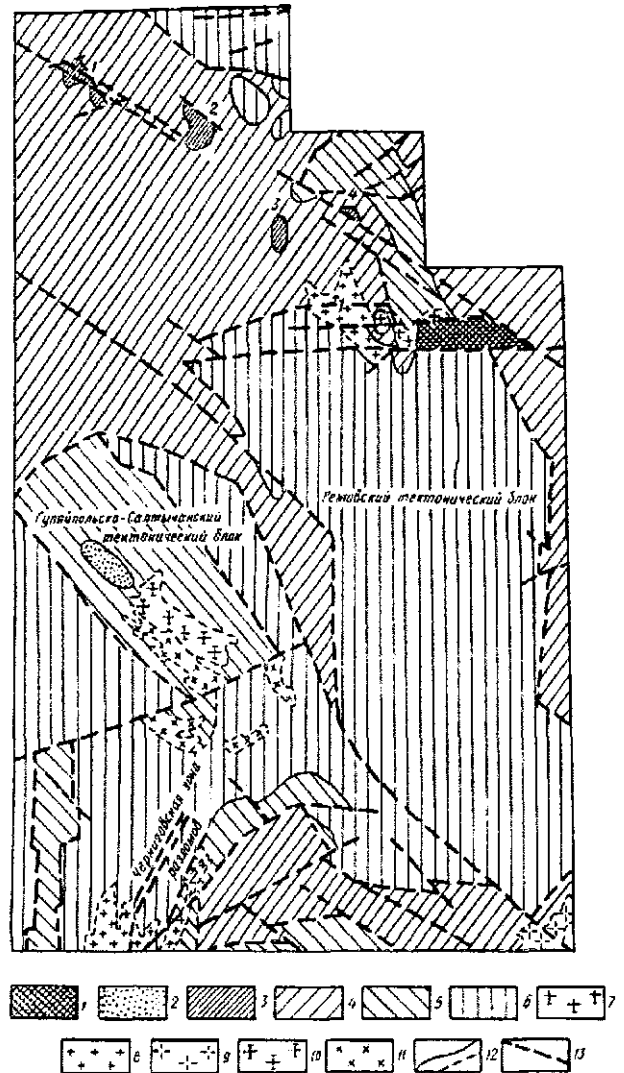


Рис. 1. Геологическая схема Западного Приазовья [5]. Площадь развития пород: 1 – осипенковской свиты (Федоровская зона), 2 – гуляйпольской свиты, 3 – сачкинской свиты (цифры на рисунке: 1 – Ульяновская, Зеленогайская, 3 – Дибровская, 4 – Волчанская брахисинклинали), 4 – темрюкской свиты центральноприазовской серии и мигматитов анадольского и каратюкского комплексов, 5 – косивцевской, кайинкулакской толщ западноприазовской серии и мигматитов обиточненского комплекса, 6 – токмакской толщи западноприазовской серии, мигматитов шевченковского комплекса и гранитоидов токмакского комплекса; 7 – граниты краснокутского типа; 8 – то же анадольского комплекса (цифры на рисунке: 1 – Январский, 2 – Синегорский массивы); 9 – плагиограниты каратюкского комплекса; 10 – плагиограниты, тоналиты обиточненского комплекса; 11 – диориты обиточненского комплекса; 12 – стратиграфические и литологические границы; 13 – тектонические нарушения.

ской толщи. Именно в северном экзоконтакте этого купола и локализовано TR-U-Th месторождение. Вмещающие породы на контакте с гранитным куполом опрокинуты в результате внедрения гранитной магмы и имеют крутое 70-80° падение в сторону от купола. В результате кристаллизации гранитной магмы в экзоконтакте купола образовались кольцевые разломы, выполненные пегматитами и аплитами. На постмагматическом этапе в результате процессов грейзенизации по пегматитам образовались вторичные кварциты, в которых и установлено контрастное TR-U-Th оруденение.

Наиболее типичным является разрез в скв. № 69, который вскрывает как вмещающие породы кайинкулакской толщи, так и граниты, и вторичные кварциты (рис. 4):

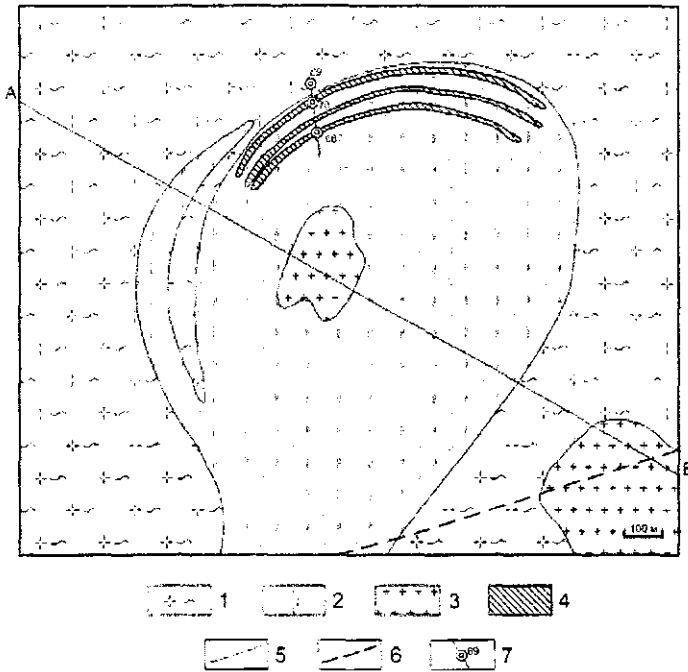


Рис. 2. Геологическая схема Дибровского TR-U-Th месторождения. 1 – плагиомигматиты мезозархейского шевченковского комплекса; 2 – метаморфические породы палеоархейской кайнкулакской толщи; 3 – аплит-пегматоидные граниты дибровского типа; 4 – рудосные вторичные кварциты; 5 – геологические границы; 6 – разломы; 7 – профиль по скв. №№ 68, 69, 70.

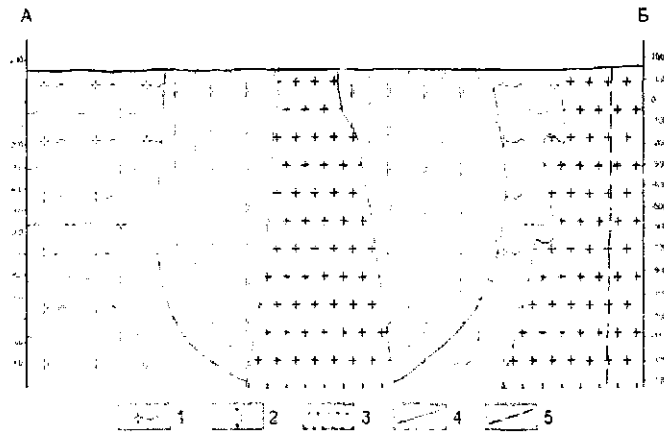


Рис. 3. Геологический разрез по профилю А-Б. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

1. Мигматизированные амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы, куммингтонит-магнетитовые кварциты с прослоями (мощностью 0,2-1,0 м) пегматитов и аплитов – 0-210 м;
2. Аплит-пегматоидные граниты – 210-219,6 м;
3. Зонки биотитизации (биотитовые редко-металльные метасоматиты) в контакте с биотитовыми плагиогнейсами – 219,6-225,1 м;
4. Мигматизированные биотитовые плагиогнейсы – 225,1-233,0 м;
5. Вторичные кварциты безрудные с реликтами пегматитов и аплитов – 233,0-394,0 м;
6. Рудные вторичные кварциты – 394,0-568,0 м;
7. Куммингтонит-магнетитовые кварциты – 568,0-577,0 м.

Наиболее богатое TR-U-Th оруденение локализовано в лежачем боку вторичных кварцитов, образующихся при процессах кремнекислотного выщелачивания пегматитов и аплитов.

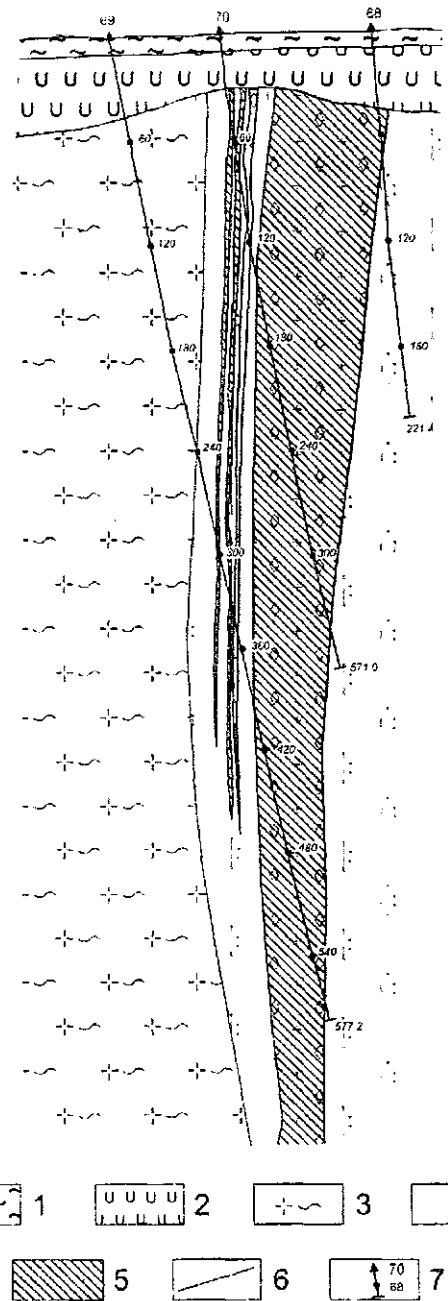


Рис. 4. Геологический разрез по профилю скв. №№ 68, 69, 70: 1 – песчано-глинистые отложения; 2 – каолиновая кора выветривания; 3 – плагиомигматиты шевченковского комплекса; 4 – метаморфические породы кайнкулакской толщи; 5 – вторичные кварциты; 6 – геологические границы; 7 – разведочные скважины.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Среди пород, развитых в пределах Дибровского TR-U-Th месторождения, выделяются магматические, ультраметаморфические, метаморфические и метасоматические образования.

Магматические породы представлены аплитпегматоидными гранитами, развитыми в центральной части купола, а пегматиты и аплиты локализованы в обрамлении купола в виде кольцевых секущих тел, мощностью от первых метров до сотни метров, среди метаморфических пород палеоархейской кайнкулакской толщи.

Метаморфические породы кайнкулакской толщи представлены куммингтонит-магнетитовыми кварцитами, биотит-гранат-кумингтонитовыми кварцитами, амфиболитами и биотитовыми плагиогнейсами.

Ультраматаморфические породы представлены мигматизированными амфиболитами и тонкими прожилками плагиоаплитов.

Метасоматиты представлены вторичными кварцитами, развивающимися в зонах катаклаза и дробления пегматитов и аплитов, и биотитовыми редкометалльными метасоматитами.

Аплит-пегматоидные граниты представлены мелко- и среднезернистыми (размер зерен 0,1-1,0 мм) породами красновато-розового цвета. Текстура породы массивная, структура порфириобластовая, гранобластовая и лепидогранобластовая. Для аплитоидных разностей характерна полосчатая текстура. Минеральный состав породы (%): кварц 15-50, плагиоклаз (олигоклаз) 5-30, микроклин 30-70, биотит 1-10, гранат ед.з.; вторичные: серицит+пелит ед.з., мусковит ед.з.-2, силлиманит ед.з.-1, карбонат ед.з.; акцессорные: монацит, циркон – ед.з.; рудные: рутил, сульфиды – ед.з.

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен (0,2-2,0 мм) в основной массе породы и образует более крупные (1-5 мм) порфириобласты. Распределен в породе крайне неравномерно. Характеризуется нормальным угасанием. В микронках катаклаза образует гетерогранобластовые скопления и микропрожилки.

Микроклин образует порфириобластовые выделения (1-10 мм) и в виде более мелких зерен (0,5-1,0 мм) входит в основную массу породы в тесном сростании с кварцем. Идиоморфизм зерен слабый и чаще всего наблюдается в виде ксеноморфных зерен. Для микроклина характерно решетчатое строение и отсутствие пертитов.

Плагиоклаз (№ 15-20) встречается в виде таблитчатых и ксеноморфных зерен (0,5-2,0 мм). Для него характерны полисинтетические двойники по альбитовому закону, а в контакте с микроклином содержит мирмекитовые включения кварца. Часто в микроклине отмечаются пелитизированные, серицитизированные и карбонатизированные реликты плагиоклаза.

Гранат встречается в виде единичных округлых зерен (0,1-0,3 мм) и часто замещается мусковитом и силлиманитом.

Биотит наблюдается в виде единичных лейст и чешуек (0,27-1,22 мм в длину) с характерным плеохроизмом от золотисто-желтого по Nr до темно-зеленого по Ng. Часто замещается мусковитом и силлиманитом.

Мусковит представлен мелкими идиоморфными чешуйками (0,4-1,0 мм в длину), которые секут все минералы породы. Иногда наблюдаются радиально-лучистые скопления мусковита в микроклине. В зонах катаклаза отмечаются серицитоподобные агрегаты вдоль трещин.

Силлиманит образует удлинено-линзовидные агрегаты, а также изогнутые скопления (0,4-1,0 мм в длину) ориентированные в одном направлении. Чаще всего силлиманит располагается вдоль трещин катаклаза и состоит в основном из фибролитовых агрегатов. По периферии зерен силлиманита иногда развивается мусковит, который проникает вдоль трещин отдельности. К участкам зон силлиманитизации в граните причислены включения циркона, монацита, рутила, урановых минералов и сульфидов.

Пегматиты представлены крупнозернистыми (размер зерен 1-20 мм) породами красновато-розового цвета. Текстура породы массивная, структура порфириобластовая, пегматитовая. Минеральный состав породы (%): кварц 10-50, плагиоклаз (олигоклаз)

1-10, микроклин 50-90, биотит ед.з.-1; вторичные: серицит+пелит ед.з., мусковит 1-10, силлиманит ед.з., карбонат ед.з., каолинит ед.з.; акцессорные: монацит ед.з., циркон ед.з.; рудные: рутил ед.з., сульфиды ед.з.

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен (2-3 мм) в основной массе породы и образует более крупные (1-5 мм) порфириобласты. Распределен в породе крайне неравномерно. Характеризуется нормальным угасанием. В микронках катаклаза образует гетерогранобластовые скопления и микропрожилки.

Микроклин образует порфириобластовые выделения (5-20 мм) и в виде более мелких зерен (0,5-1,0 мм) входит в основную массу породы в тесном сростании с кварцем. Для микроклина характерно решетчатое строение и, реже, при увеличении глубины залегания пегматитов наличие ленточных пертитов.

Плагиоклаз (№ 15-20) встречается в виде таблитчатых и ксеноморфных зерен (0,5-2,0 мм). Для него характерны полисинтетические двойники по альбитовому закону, а в контакте с микроклином содержит мирмекитовые включения кварца. Часто в микроклине отмечаются пелитизированные, серицитизированные, каолинитизированные и карбонатизированные реликты плагиоклаза.

Биотит наблюдается в виде единичных лейст и чешуек (0,27-1,22 мм в длину) с характерным плеохроизмом от золотисто-желтого по Nr до темно-зеленого по Ng. Часто замещается мусковитом.

Мусковит представлен мелкими идиоморфными чешуйками (0,4-1,0 мм в длину), которые секут все минералы породы. Иногда наблюдаются радиально-лучистые скопления мусковита в микроклине. В зонах катаклаза отмечаются серицитоподобные агрегаты вдоль трещин.

Силлиманит образует удлинено-линзовидные агрегаты, а также изогнутые скопления (0,4-1,0 мм в длину), ориентированные в одном направлении. Чаще всего силлиманит располагается вдоль микротрещин катаклаза (мощностью 0,01 мм) в ассоциации с серицитом. К участкам зон силлиманитизации в пегматите причислены включения циркона, монацита, рутила, урановых минералов и сульфидов.

Аплиты представлены мелкозернистыми (размер зерен 0,5-5 мм) породами розовато-серого цвета. Текстура породы массивная, структура гетерогранобластовая, аплитовая. Минеральный состав породы (%): кварц 10-40, плагиоклаз (олигоклаз) 1-15, микроклин 50-80, биотит ед.з.-3; вторичные: серицит+пелит ед.з., мусковит ед.з.-5, силлиманит ед.з.-5, карбонат ед.з., каолинит – ед.з., хлорит ед.з.; акцессорные: турмалин ед.з.-10, апатит ед.з., монацит – ед.з.-5, циркон – ед.з.; рудные: рутил ед.з., сульфиды ед.з.

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен (0,11-3,0 мм) с зазубренными очертаниями, корродирующие полевые шпаты. По границам зерен кварца образуются фибролиты силлиманита, содержащие единичные округлые (0,04 мм в диаметре) зерна монацита. В микронках катаклаза образует гетерогранобластовые скопления и микропрожилки кварца.

Микроклин образует порфириобластовые выделения (0,27-3,42 мм) и в виде более мелких зерен (0,05-0,5 мм) входит в основную массу породы в тесном сростании с кварцем. Для микроклина характерно решетчатое строение. По микроклину развиваются мелкие лейсты мусковита (до 0,4 мм в длину).

Плагиоклаз (№ 15-20) встречается в виде округлых

и ксеноморфных зерен (0,09-1,06 мм). Для него характерны полисинтетические двойники по альбитовому закону, а в контакте с микроклином содержит мирмекитовые включения кварца. Часто в микроклине отмечаются пелитизированные, серицитизированные, каолинизированные и карбонатизированные реликты плагиоклаза.

Биотит наблюдается в виде единичных лейст и чешуек (0,07-0,67 мм в длину) с характерным плеохроизмом от золотисто-желтого по Np до темно-зеленого по Ng. Иногда содержит включения апатита. Возле микротрещин катаклаза полностью замещается хлоритом.

Мусковит представлен мелкими идиоморфными чешуйками (0,4-1,0 мм в длину), которые секут все минералы породы. Иногда наблюдаются радиально-лучистые скопления мусковита в микроклине. В зонах катаклаза отмечаются серицитоподобные агрегаты вдоль трещин.

Силлиманит образует удлиненно-линзовидные агрегаты (микропрожилки 1-10 мм в длину), ориентированные в одном направлении. Чаще всего силлиманит располагается вдоль микротрещин катаклаза (мощностью 0,01 мм) в ассоциации с серицитом. К участкам зон силлиманитизации в аплите приурочены включения циркона, монацита, рутила, урановых минералов и сульфидов.

Турмалин наблюдается в виде порфириобласт (до 6,0 мм в поперечнике) с характерной ситовидной структурой. Для него характерен индиго-синий цвет и обратная схема абсорбции.

Амфиболиты встречаются в виде пластовых тел, мощностью от десятка сантиметров до 1-2 м. Макроскопически это темно-зеленые мелкозернистые (0,1-1,0 мм) породы с отдельными порфириобластами ильменита. Текстура массивная с элементами послонной ориентировки амфибола. Структура нематогранобластовая и гетерогранобластовая. Минеральный состав породы (%): плагиоклаз (андезин) – 30-40, кварц – 1-2, амфибол – 60-70; вторичные: хлорит, серицит+пелит – ед. з.-0,5; акцессории: ильменит – 1-2, монацит – ед.з.

Плагиоклаз (андезин) встречается в виде мелких (0,08-0,84 мм) таблитчатых, призматических и ксеноморфных зерен в тесном срастании с роговой обманкой. В участках хлоритизации слабо изменен (на 1 % замещен серицитом и пелитом по трещинам спайности).

Кварц образует мелкозернистые ксеноморфные зерна (0,11-0,57 мм), которые замещают амфибол.

Амфибол представлен ксеноморфными и удлиненно-призматическими кристаллами зеленой роговой обманки, размером, 0,11-0,91 мм в длину, которая локально замещается хлоритом. К участкам хлоритизации амфибола приурочены выделения ильменита и пирита.

Вторичные изменения – локальные (0,5 %): хлорит по биотиту; серицит + пелит – по плагиоклазу.

Апатит бесцветный, образует округлые зерна (0,2 мм в диаметре), распределенные в породе неравномерно и приуроченные преимущественно к плагиоклазу.

Ильменит – черные ксеноморфные зерна, развивающиеся по амфиболу, иногда по периферии зерен замещается сфеном.

Монацит отмечается в участках хлоритизации амфибола в виде округлых зерен, размером до 0,05 мм в диаметре.

Биотитовые плагиогнейсы встречаются в виде пластовых тел, мощностью от десятка сантиметров до 1-2 м, среди гранитизированных образований кайнкулакской толщи. Макроскопически серовато-черные мелкозернистые (0,1-1,0 мм) породы. Тексту-

ра сланцеватая. Текстурированный рисунок осложнен густой сетью микротрещин (до 0,01-0,02 мм) с разводами, заполненными сульфидами. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав породы (%): биотит – 15-20, плагиоклаз – (андезин) – 40-50, кварц – 30-40; вторичные: мусковит, пелит+серицит, графит, карбонат – ед. з.; акцессорные: апатит, монацит, циркон – ед. з.; рудные: пирит – 0,5-1.

Биотит образует лейсты (0,1-0,5 мм в длину) с зеленым плеохроизмом по Ng. Образует микрозонки (до 1,00 мм мощностью), вытянутые вдоль сланцеватости.

Плагиоклаз (андезин) – бесцветный, сероватый, локально изменен на 1-2 % поверхности зерна замещен пелитом и серицитом. Часто образует порфириобласты, размером 0,2-1,0 мм в поперечнике.

Кварц наблюдается в виде ксеноморфных и удлиненных зерен (размером 0,1-1,0 мм), образующих линзовидные скопления в породе.

Вторичные – серицит+пелит по плагиоклазу, пирит заполняет микротрещинки во всех минералах породы. Карбонат в виде мельчайших ксеноморфных зерен с характерной псевдоабсорбцией образует микропрожилки (мощностью 0,01 мм) в биотите. Иногда в биотите отмечаются волосовидные выделения графита.

Апатит в виде единичных округлых зерен (0,01-0,15 мм в диаметре) встречается в биотите и плагиоклазе.

Монацит – округлые зерна (0,05-0,1 мм в диаметре) в биотите и кварце. В кварце отмечаются округлые зерна монацита (до 0,1 мм в диаметре), которые окружены пиритовой каемкой (0,01 мм мощностью).

Циркон отмечается в виде единичных округлых зерен (0,05 мм в диаметре) в биотите.

Мусковит-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы. Текстура массивная. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав породы (%): кварц 15-20, плагиоклаз 30-40, биотит 10-15; вторичные: мусковит 10-15, кордиерит 20-30; акцессории: монацит – ед. з.

Основная масса породы кварц-плагиоклазового состава, в которой наблюдаются редкие зерна биотита, равномерно рассеянные в породе, и порфириобласты кордиерита. Кордиерит отмечается в виде округлых (0,42-1,22 мм в диаметре) зерен с характерными трещинами отдельности, по которым развивается илдингсит.

Кварц образует ксеноморфные зерна (0,23-4,75 мм в поперечнике) замещающие плагиоклаз.

Плагиоклаз (андезин № 28-32) наблюдается в виде корродированных призматических зерен с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками.

Биотит образует отдельные чешуйки и листочки (размером 0,08-1,33 мм в длину), расположенные в виде включений во всех минералах породы. Характеризуется темно-коричневым плеохроизмом по Ng. По биотиту развивается мусковит.

Монацит наблюдается в виде единичных округлых зерен (0,09 мм в диаметре) в биотите.

Кордиерит-биотитовые плагиогнейсы. Текстура массивная. Структура лепидогранобластовая. Минеральный состав породы (%): кварц 70-80, плагиоклаз 20-30, биотит 5-10, вторичные: мусковит – ед. з., кордиерит 2-3; акцессории: монацит – ед. з.

Основная масса породы кварц-плагиоклазового состава, в которой наблюдаются редкие зерна биотита, равномерно рассеянные в породе, и порфириобласть кордиерита. Кордиерит отмечается в виде округлых (0,42-1,22 мм в диаметре) зерен с характерными трещинами отдельности, по которым развивается илдингсит.

Кварц образует ксеноморфные зерна (0,23-4,75 мм в поперечнике), замещающие плагиоклаз.

Плагиоклаз (андезин № 28-32) наблюдается в виде корродированных призматических зерен с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками.

Биотит образует отдельные чешуйки и листочки (размером 0,08-1,33 мм в длину), расположенных в виде включений во всех минералах породы. Характеризуется темно-коричневым плеохроизмом по Ng. По биотиту развивается мусковит.

Монацит наблюдается в виде единичных округлых зерен (0,09 мм в диаметре) в биотите.

Куммингтонит-магнетитовые кварциты. Порода черного цвета мелко- и среднезернистая (0,2-5,0 мм). Текстура полосчатая. Структура нематогранобластовая и гетерогранобластовая. Порода характеризуется послынным распределением темноцветных и лейкократовых минералов, размером 0,1-1,0 мм. Мощность лейкократовых прослоек составляет 10-20 мм. Средний минеральный состав породы (%): кварц 30-80, амфибол (куммингтонит) 5-40, гранат 5-30, биотит 2-10, плагиоклаз ед.з.-10, магнетит 5-30; аксессуарные: апатит ед.з.; рудные: пирит 1-2.

Часто порода состоит из двух типов прослоек кварцитов, магнетитовых (I тип) и безмагнетитовых (II тип).

Минеральный состав I типа кварцитов, мощностью 0,2-0,4 мм (%): гранат (альмандин) – 5, амфибол (куммингтонит) – 5, биотит – 10, магнетит – 20, кварц – 60. Минеральный состав II типа кварцита, мощностью 0,5-2,0 мм (в %): гранат (альмандин) – 5, биотит – 20, кварц – 75.

Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен (0,11-1,63 мм) с угловатыми очертаниями, в тесном сростании с биотитом и куммингтонитом, и слагает основную массу породы. Для него характерно волнистое угасание.

Амфибол (куммингтонит) встречается в виде серых и бледновато-зеленоватых при параллельных николях короткопризматических и ксеноморфных зерен, часть которых замещена магнетитом (до 10,0 %).

Магнетит образует ксеноморфные зерна и порфириобласты (размером 0,1-1,0 мм в поперечнике), как правило, замещает куммингтонит и встречается в виде включений во всех минералах породы.

Биотит образует чешуйки и листочки травянисто-зеленого цвета по Ng (размером 0,11-1,33 мм в длину), равномерно рассеянные в породе. Биотит часто корродирует куммингтонит и гранат, при этом избыток железа выпадает в виде магнетита. С увеличением количества биотита в отдельных прослоях увеличивается и количество кварца.

Гранат наблюдается в виде идиоморфных и округлых кристаллов (размером 1,14-2,66 мм в поперечнике), переполненных включениями кварца, биотита и хлорита. Для него характерен ситовидный облик.

Наиболее поздним является хлорит травянисто-зеленого цвета при параллельных николях и чернильно-синий при скрещенных, который по трещинкам замещает гранат и биотит.

Апатит образует ксеноморфные и округлые зерна (до 0,05 мм в диаметре), локализованные в амфиболе и плагиоклазе.

Биотит-гранат-куммингтонитовые кварциты. Черные мелко- и среднезернистые роговикоподобные породы. Текстура полосчатая. Структура порфириобластовая с нематогранобластовой и лепидограно-

бластовой структурой основной массы. Минеральный состав (%): кварц 30-50, гранат (альмандин) 30-40, амфибол (куммингтонит) 15-20, биотит 5-10; вторичные: хлорит ед.з.; рудные – магнетит 3-5.

Кварц – в виде ксеноморфных зерен (0,11-1,63 мм) с угловатыми очертаниями в тесном сростании с биотитом и куммингтонитом, слагает основную массу породы. Для него характерно волнистое угасание.

Амфибол (куммингтонит) – серый, бледно-зеленоватый при параллельных николях, образует короткопризматические и ксеноморфные зерна, часть которых замещена магнетитом и кварцем. Иногда в куммингтоните наблюдаются полисинтетические двойники

Гранат наблюдается в виде идиоморфных и округлых кристаллов (размером 1,14-2,66 мм в поперечнике), переполненных включениями кварца, биотита и хлорита. Для него характерен ситовидный облик.

Биотит образует чешуйки и листочки травянисто-зеленого цвета по Ng (размером 0,11-0,24 в длину), равномерно рассеянных в породе. Биотит часто корродирует куммингтонит и гранат, при этом избыток железа выпадает в виде магнетита.

Магнетит образует ксеноморфные зерна и порфириобласты (размером 0,1-1,0 мм в поперечнике), как правило, замещает куммингтонит и встречается в виде включений во всех минералах породы.

Наиболее поздним является хлорит травянисто-зеленого цвета при параллельных николях и чернильно-синий при скрещенных, который по трещинкам замещает гранат и биотит.

Мигматизированные амфиболиты. Темно-зеленые мелкозернистые породы с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием лейкократовых и меланократовых прослоев. Текстура массивная с элементами послынной ориентировки амфибола. Структура нематогранобластовая и гетерогранобластовая. Порода темно-зеленая мелкозернистая (0,1-3,0 мм) с отдельными порфириобластами ильменита. Минеральный состав породы (%): амфибол 5-40, биотит 1-15, плагиоклаз 30-60, микроклин 1-10, кварц 5-20; вторичные: хлорит ед.з., карбонат ед.з., серицит+пелит ед.з.-0,5; аксессуарные: апатит ед.з.-1, ильменит ед.з., сфен ед.з., монацит ед.з.

Плагиоклаз (андезин) – таблитчатый, призматический, ксеноморфный, слабо изменен (на 0,5-1,0 % серицитизирован и пелитизирован по трещинам спайности).

Микроклин – распределен неравномерно и встречается в ассоциации с кварцем и биотитом. Как правило, замещает плагиоклаз.

Кварц – мелкозернистые ксеноморфные зерна (размером 0,08-1,14 мм) замещают амфибол.

Биотит – образует лейсты и чешуйки (размером 0,2-2,0 мм в длину) с темно-коричневым плеохроизмом по Ng, развивающиеся по роговой обманке. В биотите отмечаются единичные зерна монацита с характерными плеохроичными двориками.

Амфибол – представлен зеленой роговой обманкой, которая образует шестоватые зерна (размером 0,19-2,74 мм в длину). При биотитизации амфибола кальций сбрасывается в виде кальцита, а титан в виде ильменита, которые и распространены в этих участках.

Вторичные изменения – локальные (0,5 %): хлорит по амфиболу; серицит + пелит – по плагиоклазу.

Апатит – бесцветный, образует округлые зерна (0,05-0,3 мм в диаметре), распределенные в породе неравномерно и приуроченные к плагиоклазу, амфиболу и биотиту.

Ильменит образует черные ксеноморфные зерна, развивающиеся по амфиболу.

Хлорит (0,5-1,0 % в зерне) развивается по амфиболу в ассоциации с пиритом. Формы выделения хлорита+пирита – локальные микротрещинки. Иногда вокруг ильменита образуется сфен.

Биотитовые редкометалльные метасоматиты. Черные мелкозернистые породы со сланцеватым обликом. Текстура сланцеватая, рыхлая. Структура ледидобластовая.

Биотитовые метасоматиты образуют зоны биотитизации на контакте аплит-пегматоидных гранитов и вмещающих биотитовых плагиогнейсов мощностью от первых см до 0,5 м. Характерной особенностью для них является повышенное содержание Li (500 г/т) и Sn (50 г/т). Минеральный состав породы (%): биотит 70-80, микроклин 10-15, альбит 3-5, кварц 3-5; акцессорные: циркон 2-3, монацит ед. з.; рудные: пирит ед.з.

Кварц наблюдается в виде ксеноморфных и удлиненных зерен (размером 0,05-0,75 мм), расположенных в виде включений в микроклине и альбите.

Биотит отмечается в виде чешуек (размером 0,12-1,40 мм в длину) с темно-коричневым плеохроизмом по Ng. Образует мономинеральные скопления, среди которых встречаются редкие порфиробласты микроклина и альбита. В биотите отмечаются высокие (до 20 % поверхности зерна) содержания мелких округлых (0,08-0,16 мм в диаметре) зерен циркона. По данным химического анализа в биотите установлены высокие содержания Li_2O (0,26 %) и F (0,25 %).

Микроклин образует порфиробласты (размером 2,4-5,0 мм в поперечнике) и более мелкие (0,06-0,13 мм) ксеноморфные зерна. Для него характерна четкая микроклиновая решетка и отсутствие пертитов.

Альбит встречается в виде отдельных короткопризматических зерен (размером 0,13-0,78 мм) с хорошо выраженным полисинтетическим двойникованием. Кроме того, он образует каемки вокруг порфиробласт микроклина.

Циркон образует округлые концентрически-зональные зерна (размером 0,08-0,16 мм в диаметре), находится в виде густой вкрапленности в биотите и микроклине.

Монацит отмечен в виде единичных округлых зерен, размером 0,05-0,1 мм в диаметре.

Вторичные кварциты. Темно-серые плотные породы, образующиеся при процессах грейзенизации пегматитов и аплитов, о чем свидетельствуют постоянные реликты последних во вторичных кварцитах. Текстура полосчатая, сланцеватая, свилеватая. Структура катаклазитовая, в зонах развальцевания бластомилонитовая. Мощность зон развальцевания от 1,0 до 4,0 мм.

Породы состоят из реликтов кварца и микроклина в виде порфиробласт, размером до 5,0 мм в поперечнике, и микротрещин с новообразованиями кварц+силлиманит+монацит+мусковит+пирит+рутил+урановых минералов (браннерита и настурана). Зонки дробления в пегматитах и аплитах имеют мощность 0,11-3,00 мм и составляют от 10 до 50 % поверхности шлифа. В кварц-силлиманитовых агрегатах и сосредоточена редкоземельно-торий-урановая минерализация. Минеральный состав (%): кварц 50-90, микроклин 10-40, плагиоклаз ед.з.-5, биотит ед.з.-1; вторичные: мусковит 1-10, силлиманит 1-20, карбонат ед.з.-1, каолинит - ед.з.-1, сульфиды 1-10, антраколит ед.з.-1; рудные: циркон 0,5-1, монацит - 1-10, настуран+браннерит 1-5.

Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен (размером 1,0-5,0 мм) с нормальным угасанием, которые корродируют микроклин и плагиоклаз.

Микроклин наблюдается в виде корродированных зерен (размером 1,00-5,00 мм) с характерной микроклиновой решеткой.

Плагиоклаз (олигоклаз) – реликтовые зерна, полностью замещенные серицитом и каолинитом.

Мусковит встречается в виде рассеянных чешуек (0,15-0,76 мм в длину) в тесном сростании с силлиманитом, монацитом и урановыми минералами. Иногда образует мономинеральные прожилки до 5,0 мм в длину. Образует полные псевдоморфозы по биотиту.

Силлиманит отмечается в виде тончайших ните- и иглоподобных скоплений (фибролитов). Размеры иглопочек силлиманита изменяются в пределах от 0,01 до 0,5 мм в длину. В участках наибольших скоплений редкоземельных и урановых минералов силлиманит замещается каолинитом. Каолинит также образует микропрожилки (мощностью до 0,05 мм) и является наиболее поздним гипергенным минералом.

Монацит и урановые минералы наблюдаются в виде ксеноморфных зерен (размером 0,09-0,49 мм), приуроченные исключительно к силлиманитовым агрегатам.

Пирит наблюдается в виде ксеноморфных зерен (размером 0,05-0,2 мм), ориентированных вдоль зон повышенной трещиноватости породы. Иногда замещается гидроокислами железа (гематит-лимонитовыми агрегатами).

Кроме выше перечисленных основных петротипов пород в разрезах скважин присутствуют жилы плагиоаплитов и редкие прожилки турмалиновых кварцитов. Последние на 60 % состоит из кварца и на 40 % турмалина.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Общей особенностью рудных минералов является крайняя неоднородность их распределения в кварцитах, что обусловлено метасоматической природой их образования. В результате чего пространственно-временное распределение рудных минералов подчиняется законам метасоматической зональности, изучение которой крайне необходимо для решения многих важных металлогенических задач.

Часто концентрация отдельных минералов в разрезах глубоких скважин варьирует от единичных зерен до ураганных содержаний (монацит, браннерит, настуран, рутил, пирит). При этом особый интерес могут представлять руды с содержанием монацита 15-20 % (скв. 70, гл. 348 м., рис. 5, в), при подчиненном содержании урановых минералов, молибденита и Nb-рутила, а также руды с содержаниями урановых минералов 1-4 %, с монацитом (1-5 %), Co-Ni пиритом (1-6 %) (скв. 70, гл. 320,8 м., рис. 5, а, б). В первом случае условно мы предлагаем его назвать монацит-рутил-браннерит-настурановым минеральным типом (рис. 5, в), а во втором – браннерит-настуран-монацит-пиритовым (рис. 5, а, б) Существуют и геохимические различия между этими типами. Если первый тип специализирован на TR, U, Th, то второй – на U, Th, TR, Co, Ni.

Наличие пульсационного характера в рудообразовании предопределяет присутствие нескольких этапов. В результате телескопирования происходит наложение разновозрастных минеральных ассоциаций, с структурами замещения и псевдоморфозами. Существование ниже описанных минеральных ассоциаций не отражает в полной мере общей закономерности по следовательности образования рудных минералов. По данным наших исследований выделяются парагенны

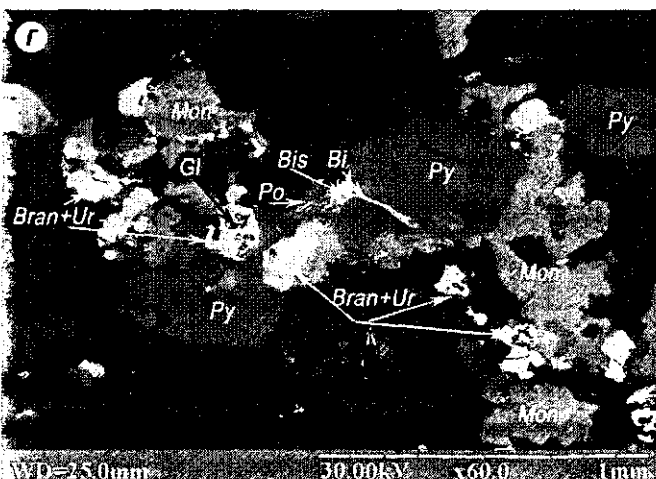
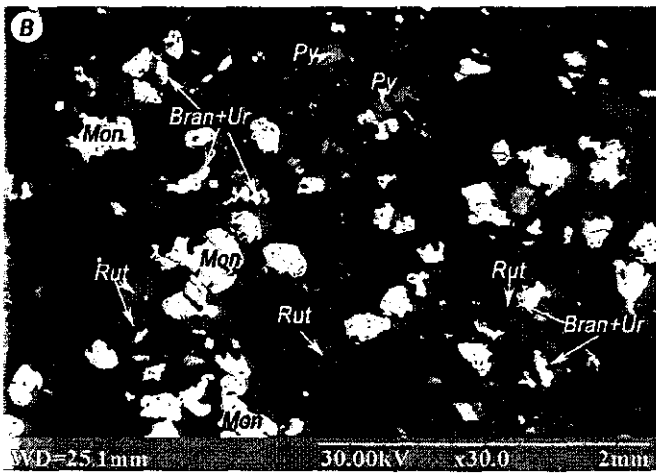
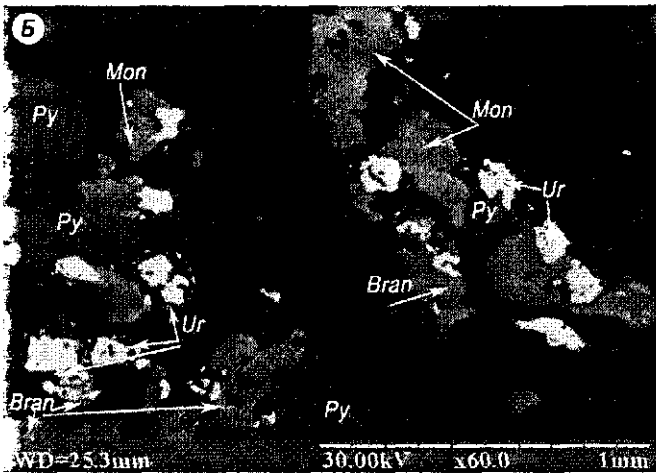
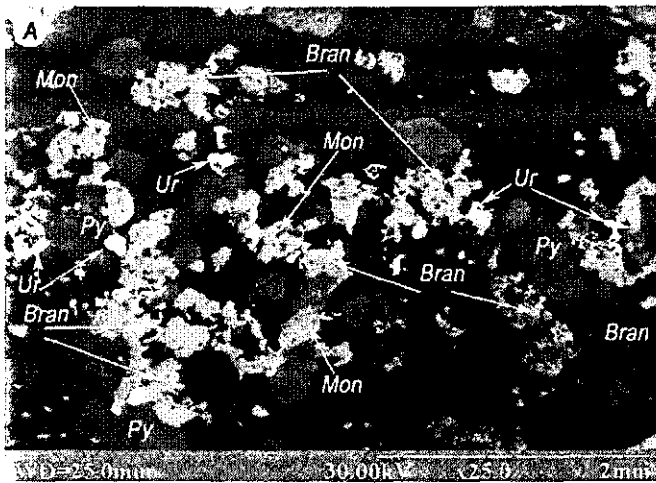


Таблица 1. Химический состав цирконов, вес. %

Компонент	Номер п/п		
	1	2	3
ZrO ₂	64,84	63,53	64,03
HfO ₂	1,49	1,77	1,80
UO ₂	0	0	0
ThO ₂	0	0	0
SiO ₂	34,18	33,60	33,52
CaO	0	0	0
FeO	0,01	0	0
Y ₂ O ₃	0	0,06	0,13
PbO	0	0	0
Σ	100,52	98,96	99,48

Примечание. Пусто – неопр.; 0 – не обн. Анализы: 1–3 – зональный циркон, зондирование произведено по профилю центр – край, скв. 69, гл. 400 м. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 (ИГМР им. Н.П. Семеново НАН Украины).

рудные ассоциации от более высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным: (циркон+ монацит) – рутил – (настуран + браннерит) – молибденит – пирит-1 – (пирротин+самородный висмут+висмутин) – (пирит-2 + галенит+халькопирит+сфалерит).

Циркон (ZrSiO₄) встречается в рудных зонах в виде овально-изометрических и короткостолбчатых кристаллических агрегатов. Иногда в пределах поля зрения в аншлифе фиксируется около десятка зерен циркона. В электронном микроскопе при больших увеличениях в фазовом контрасте хорошо просматривается зональное строение отдельных агрегатов. Циркон образовался раньше монацита или же одновременно. Отсутствие в составе минерала (табл. 1) примесей урана и тория свидетельствует о дорудном времени формирования минерала.

Монацит (Ce, Ia, Th) [PO₄] – чрезвычайно широко распространенный минерал в пределах рудных тел. Редкоземельный фосфат отмечается как в катаклазированных аплитах и пегматитах, так и во вторичных кварцитах. Количество минерала может варьировать от единичных зерен до весьма значительных концентраций – 15-20 % от общего объема породы.

Минерал, как правило, выполняет зоны трещиноватости в виде серии ветвящихся цепочек и продолговатых скоплений, переходящих в прожилки. Формы отдельных зерен самые разнообразные: от зерен угловато-округлой, овальной формы – до сложных удлиненных аллотриоморфных агрегатов (рис. 5 б, в, г). Размеры отдельных наиболее крупных агрегатов варьируют от 0,8 до 1,5 мм в поперечнике.

По данным микрозондового анализа химический состав монацитов не постоянный (табл. 2, 2-1). Не исключено, что это связано с наличием нескольких генераций. Более ранний монацит-1 (парагенный циркону) характеризуется как низкими концентрациями радиоактивных элементов, так и TR иттриевой группы. Монацит-2 преобладает в пределах место-

Рис. 5. Электронный снимок фрагментов главных минеральных типов уран-торий-редкоземельных руд: а – браннерит (Bran) – настуран (Ur) – монацит (Mon) – пиритовый (Py) тип, скв.70, гл. 320,8 м; б – тот же тип, несколько увеличено изображение, скв. 70, гл. 320,8 м; в – монацит (Mon) – рутил (Rut) – браннерит (Bran) – настурановый (Ur) тип, скв.70, гл. 348 м; г – монацит (Mon) – пирит (Py) – браннерит (Bran) – настурановый (Ur) тип с пирротинном (Po), самородным висмутом (Bi) и висмутином (Bis), скв. 70, гл. 320,8 м. Изображение в формате "Compo"

Таблица 2. Химический состав монацитов, вес. %

Компонент	Номер п/п										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0,87	0,64	0,99	0,84	1,47	2,76	2,47	0,35	0,63	0,38	1,12
PbO	0,86	0,03	0,64	0,45	0,52	0,75	0,83	0,19	0,26	0,19	0,91
UO ₂	0,72	0,01	0,42	0,48	0,42	0,25	0,48	0,10	0,21	0,10	0,69
ThO ₂	6,49	1,56	6,78	5,68	7,31	6,87	5,66	3,34	4,70	3,34	10,64
CaO	0	0,23	1,17	0,65	1,24	0,34	0,43	0,68	0,42	0,49	1,13
P ₂ O ₅	25,76	24,39	28,66	24,81	27,83	28,30	28,04	27,48	28,03	27,34	28,31
Ce ₂ O ₃	28,38	26,72	27,10	28,50	27,65	32,24	29,95	29,40	28,69	29,03	26,53
Y ₂ O ₃	1,30	0,04	2,10	1,70	1,88	0,08	0,28	0,37	0,42	0,31	2,18
TiO ₂	0,03	0	0	0	0,25	0		0	0	0	0
MnO	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	
ZrO ₂	0	0,10	0	0	0	0		0,05	0,04	0,05	0,03
FeO	0,12	0	0	0,27	0,07	0,01	0	0,12	0,08	0,07	0
Nb ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0		0	0	0	
La ₂ O ₃	16,45	17,07	14,04	14,73	15,57	18,02	17,06	14,19	13,75	13,46	14,25
Nd ₂ O ₃	9,40	11,31	9,07	9,05	8,43	6,30	6,54	11,45	11,10	11,35	8,68
Pr ₂ O ₃	0	4,74	2,51	4,00	2,79	4,15	4,00	4,54	4,23	4,73	1,46
Sm ₂ O ₃	0	10,58	1,59	1,88	0	0		1,92	1,86	1,93	1,42
Gd ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0		4,76	4,83	4,74	1,50
Eu ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0		0,73	0,85	0,81	0,56
Σ	90,38	97,43	95,07	93,04	95,43	100,07	95,74	99,67	104,06	98,32	98,41

Примечание. Анализы: 1 – сростки с браннеритом, скв. 70, гл. 320,8 м; 3 – сростки с браннеритом в присутствии антраксолита, скв. 69, гл. 400,0 м; 4 – агрегат в пирите, который замещается браннеритом, скв. 70, гл. 320,8 м; 5 – сростки с молибденитом, скв. 70, гл. 186,4 м; 6, 7 – хорошо ограненные кристаллы из протоочки, скв. 70, гл. 348 м; 8–11 – округлое зерно, скв. 91, гл. 193,4 м. Анализы №№ 1–7 выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины, №№ 8–11 на микрозонде JXA-8200 в ТЦ НАН Украины.

Таблица 2–1. Химический состав монацитов, вес. %

Компонент	Номер п/п										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
P ₂ O ₅	27,74	28,51	27,93	28,21	29,88	29,92	28,97	28,26	28,31	29,73	28,75
La ₂ O ₃	16,55	16,73	16,96	17,52	15,03	19,53	17,35	18,47	18,88	19,02	17,60
Ce ₂ O ₃	28,47	28,58	27,51	28,26	29,21	31,95	30,37	29,94	30,37	31,37	29,60
Pr ₂ O ₃	2,65	2,58	2,69	2,61	3,00	3,05	2,93	2,51	2,53	3,01	2,76
Nd ₂ O ₃	8,48	8,51	8,15	8,01	9,72	9,04	10,24	8,19	8,27	9,01	8,76
Sm ₂ O ₃	1,01	1,32	1,19	1,08	1,38	1,18	1,50	0,69	0,71	1,27	1,13
Gd ₂ O ₃	0,78	0,98	0,71	0,67	0,91	0,64	1,04	0,28	0,30	0,54	0,68
Tb ₂ O ₅	0,03	0,06	0,07	0,09	0,13	0,03	0,03	0,08	0	0,07	0,06
Dy ₂ O ₃	0,09	0,28	0,31	0,18	0,21	0,15	0,25	0,02	0	0,16	0,16
Ho ₂ O ₃	0,03	0,01	0	0,05	0	0	0,03	0,05	0,01	0,02	0,02
Er ₂ O ₃	0,01	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,02	0	0,05	0,05	0,04
Y ₂ O ₃	0	0	0,05	0,05	0	0	0	0,05	0	0	0,01
PbO	1,09	1,00	1,04	0,91	0,48	0,23	0,34	0,81	0,75	0,23	0,69
UO ₂	0,14	0,30	0,17	0,13	0,07	0,04	0,05	0,09	0,06	0,04	0,11
ThO ₂	8,49	6,94	8,26	6,97	3,99	2,37	3,97	7,13	5,92	2,39	5,64
CaO	0,83	0,75	0,72	0,67	0,30	0,17	0,28	0,54	0,49	0,17	0,49
SO ₃	0,02	0,03	0,04	0,05	0,01	0	0,01	0,03	0,05	0,05	0,03
Y ₂ O ₃	0,54	1,11	0,96	0,85	1,41	0,72	0,94	0,16	0,14	0,76	0,76
SiO ₂	1,59	1,36	1,70	1,45	0,72	0,56	0,83	1,35	1,27	0,53	1,14
SrO ₂	0	0	0	0	0	0,01	0			0,01	0
Σ	98,54	99,11	98,53	97,81	96,50	99,62	99,15	98,65	98,11	98,43	98,43

Примечание. Анализы: 1–10 сростки монацитов с браннеритом, скв. 69, гл. 400,0 м; 11 – средний состав монацитов (10 ан.). Анализы выполнены на микрозонде "Cameca", Варшавский университет.

Таблица 3. Химический состав рутилов, вес. %

Компо- нент	Номер п/п										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TiO ₂	96,66	95,21	97,19	98,01	98,74	98,82	98,23	98,19	97,78	98,01	98,34
FeO	0,67	0,85	0,72	0,27	0,40	0,36	0,42	0,29	0,38	0,51	0,35
MnO	0,01	0,03	0,01	0	0	0	0	0,02	0	0,02	0
Nb ₂ O ₅	2,10	2,93	1,87	0,86	0,47	0,52	0,64	0,55	0,49	0,58	0,52
Ta ₂ O ₅				0,09	0,05	0,06	0	0,01	0,01	0,02	0,01
V ₂ O ₅				0,21	0,22	0,19	0,18	0,27	0,11	0,16	0,23
WO ₃	0,04	0,02	0,02	0	0,09	0,04	0,09	0,14	0,08	0,08	0,06
SnO ₂	0,13	0,17	0,09	0,02	0	0	0,03	0,05			
Ce ₂ O ₃											
SiO ₂				0,07	0	0,03					
Y ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0					
Sc ₂ O ₃				0,09							
Cr ₂ O ₃	0,12	0,11	0,15	0,03	0,04	0,03					
UO ₂	0	0	0	0	0	0					
CaO				0	0,01	0					
PbO				0							
ZrO ₂											
ThO ₂				0	0	0					
Σ	99,73	99,32	100,05	100,38	99,65	100,05	99,59	99,52	98,85	99,36	99,51

Примечание. Анализы: 1-3 – субидиоморфные зерна, которые замещаются браннеритом, скв. 69, гл. 400 м; 4 – продолговатое зерно в ассоциации с молибденитом, скв. 70, гл. 348 м; 5-11 – мелкие зерна, скв. 69, гл. 564,4 м. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

Окончание табл. 3.

Компонент	Номер п/п								
	12	13	14	15	16	17	18	19	
TiO ₂	97,22	94,41	96,00	96,86	97,02	91,45	90,21	92,98	
FeO	0,69	0,23	0,14	2,20	2,35	1,82	2,01	1,45	
MnO	0	0	0,01	0,01	0,02				
Nb ₂ O ₅	1,59	3,89	2,27	0	0	3,08	3,87	2,56	
Ta ₂ O ₅	0,35	0,03	0,16	0	0	2,19	2,34	1,29	
V ₂ O ₅	0,03	0,09	0,17	0,37	0,46				
WO ₃	0	0,07	0,14	0	0	0,05	0,06	0,06	
SnO ₂	0,08	0,03	0,09	0	0				
Ce ₂ O ₃						0,01	0,01	0,03	
SiO ₂				0	0	0	0	0	
Y ₂ O ₃						0	0	0	
Sc ₂ O ₃									
Cr ₂ O ₃				0	0				
UO ₂	0,02					0	0	0	
CaO						0	0	0	
PbO						0,02	0	0,01	
ZrO ₂						0,01	0,05	0	
ThO ₂						0	0,01	0	
Σ	99,98	98,75	98,99	99,44	99,85	98,63	98,56	98,38	

Примечание. Анализы: 12 – прозрачное зерно бледно-оливкового оттенка, скв. 70, гл. 182 м; 13, 14 – округлые зерна, непрозрачные, там же; 15, 16 – анатаз-брукит, развивающийся по ильмениту, скв. 69, гл. 230,0 м; 17-19 отдельные зерна, скв. 91, гл. 193, 4 м.

рождения и образовался на начальной стадии общего рудного процесса.

Рутил (TiO_2) широко распространенный минерал в зонах проявления метасоматоза. В отдельных интервалах количество минерала достигает 2-6 % по породе. Основная масса изученных нами зерен имеет округлые и неправильные формы без ясных кристаллографических очертаний. Незначительная часть встречается в виде самостоятельных кристаллов, слабо ограненных зерен в сростании с фосфатами (рис. 5, в), слюдами, уранотитанатами (рис. 6, г, д, е).

И совсем редко отмечаются рутилы в виде игольчатых и призматических кристаллов. Некоторые зерна при полировке выкальваются по спайности (110). Минерал часто замещается браннеритом. В таких случаях в пределах первичных контуров зерен рутила наблюдаются выделения браннерита и настурана.

По данным микрозондовых анализов в составе минерала установлены высокие содержания ниобия (до 2,93 вес. %), а также незначительное присутствие вольфрама на уровне первых десятых и сотых долей процента (табл. 3).

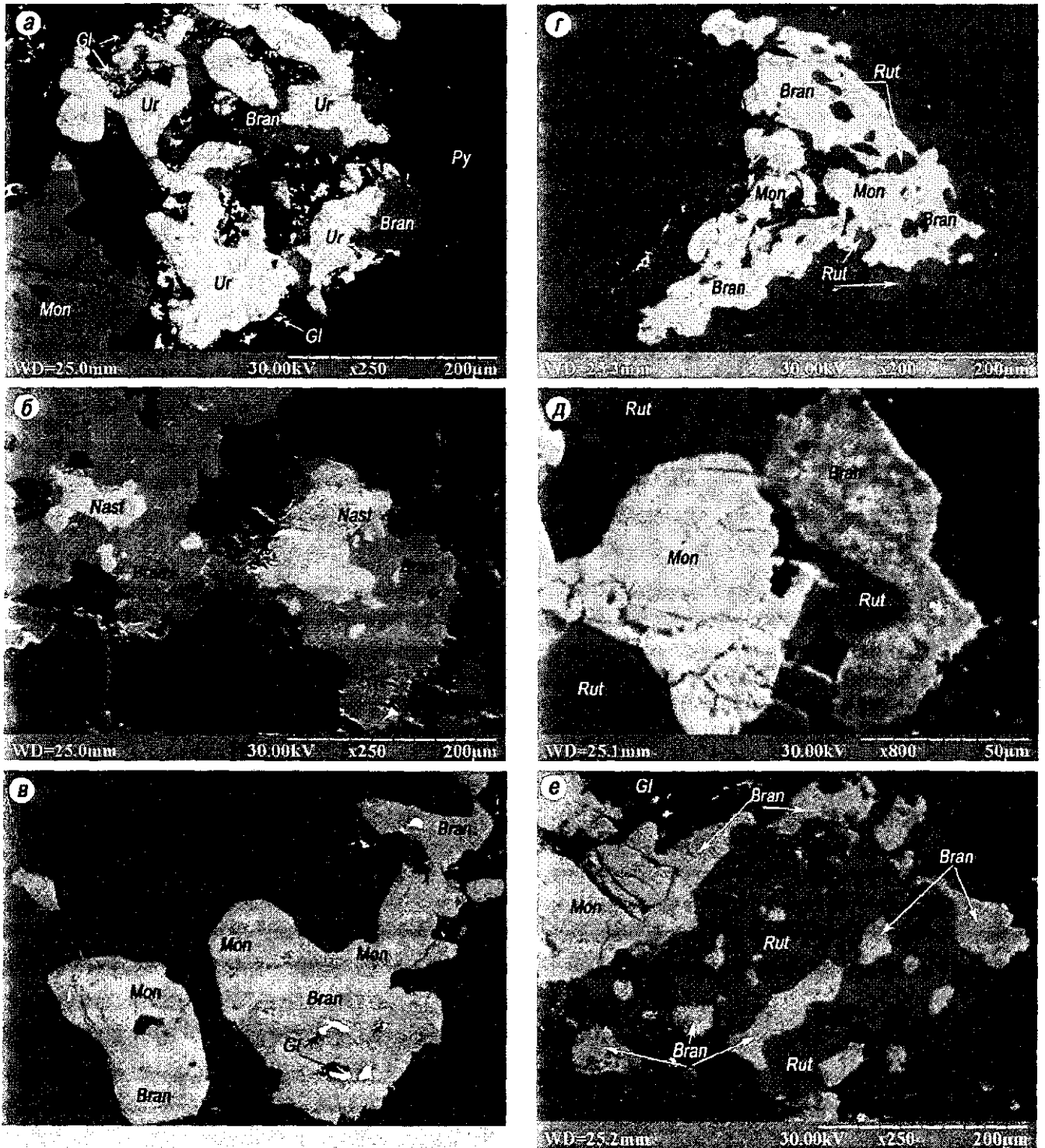


Рис. 6. Основные минералы-концентраты урана и их взаимоотношения с минералами в рудах (электронный снимок): а – изогнутые, удлиненные массы настурана (Ur), в окружении браннерита (Bran) и галенита (Gl), скв. 70, гл. 320,8 м; б – включения настурана (Nast) в браннерите (Bran), там же; в – псевдоморфозы браннерита (Bran) по монациту (Mon), светлая фаза в браннерите – галенит (Gl), скв. 70, гл. 320,8 м; г – реликты рутила (Rut) в браннерите (Bran), скв. 69, гл. 400 м; д – осаждение браннерита (Bran) вокруг монацитовых (Mon) сростков, скв. 69, гл. 400 м; е – замещение рутила (Rut) браннеритом (Bran), там же. Электронный снимок в формате "Compo".

Таблица 4. Химический состав настурана, вес. %

Компонент	Номер п/п								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO ₂	0,85	0,41	0,25	0,09	0	0,01	0	0	0,2
UO ₂	79,14	78,43	79,56	81,26	70,34	71,25	70,01	71,6	75,2
PbO	10,59	9,32	6,32	6,73	10,42	11,32	9,85	9,79	9,29
ThO ₂	4,99	7,76	6,22	5,83	7,19	6,73	7,26	7,53	6,69
SiO ₂	5,41	2,85	6,99	5,01	0,64	1,03	0,92	0,97	2,98
CaO	0,51	1,04	1,06	0,75	1,08	1,79	1,44	1,56	1,15
FeO	0,88	0,76	0,72	0,49	0,87	0,92	0,73	0,81	0,77
Ce ₂ O ₃	0,40	0,18	0,12	0,31	0,36	0,41	0,38	0,27	0,3
La ₂ O ₃				0	0,04	0,05	0,07	0,10	0,03
Nd ₂ O ₃				0	0,26	0,18	0,37	0,45	0,16
Dy ₂ O ₃				0	0,57	0,43	0,64	0,68	0,29
Gd ₂ O ₃				0	0,40	0,49	0,48	0,19	0,19
Y ₂ O ₃	1,31	2,31	1,22	1,52	2,05	1,69	2,27	1,97	1,79
V ₂ O ₅	0,02			0	0	0	0		0
Al ₂ O ₃	0,01			0	0	0	0		0
MnO				0	0	0	0		0
ZrO ₂		0		0	0	0	0	0,02	0
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,11	0	0	0	0		0,05
Σ	104,26	103,18	102,57	101,99	94,22	96,3	94,42	95,94	99,09

Примечание. Анализы: 1 – включение угловатой формы в браннерите, скв. 70, гл. 320,8 м; 2, 3 – включения в браннерите в ассоциации с антраксолитом, скв. 69, гл. 400, 0 м; 4 – относительно крупные (0,15 мм в поперечнике) агрегаты в браннерите, скв. 70, гл. 320,8 м; 5–8 – реликтовые включения в браннерите, скв. 91, гл. 193,4 м; 9 – среднее из 8 ан. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

Как известно, в метаморфо-метасоматических образованиях низких степеней метаморфизма рутил появляется лишь в аномальных случаях: 1) в породах, содержащих менее одного 1 % CaO, где затруднено образование титансодержащих силикатов, 2) в породах более высоких степеней метаморфизма, где силикаты оказываются нестабильными и рутил выделяется в виде самостоятельной фазы. Частая связь пирита и рутила, многих исследователей наводит на мысль о возможном образовании рутила в результате пиритизации титан-железосодержащих минералов. Однозначных подтверждений этому явлению нами не установлено.

Урановорудная стадия формировалась на поздних этапах гидротермальной деятельности вслед за формированием циркон-монацит-рутиловой ассоциации.

Настуран (U₂UO₇). Существуют определенные трудности в идентификации минералов этой группы. Так по степени раскристаллизованности изучаемый нами минерал занимает промежуточное положение между уранинитом и настураном. С одной стороны мы не наблюдаем четких кристаллических агрегатов, характерных для уранинита, а преобладают округленные, с усложненными узорами агрегаты. В отдельных агрегатах просматривается трещиноватость, напоминающая типичные трещины синерезиса (рис. 6, б). Часто округлые включения фиксируются в матрице браннерита, а фрагменты скалуповатости агрегатов, с обилием микротрещин больше напоминают настуран. Хотя и типоморфных для урановой смолки колломорфных структур таюже не наблюдается. Ассоциация браннерит-настуран более характерна для гидротермальных месторождений подобного генетического типа.

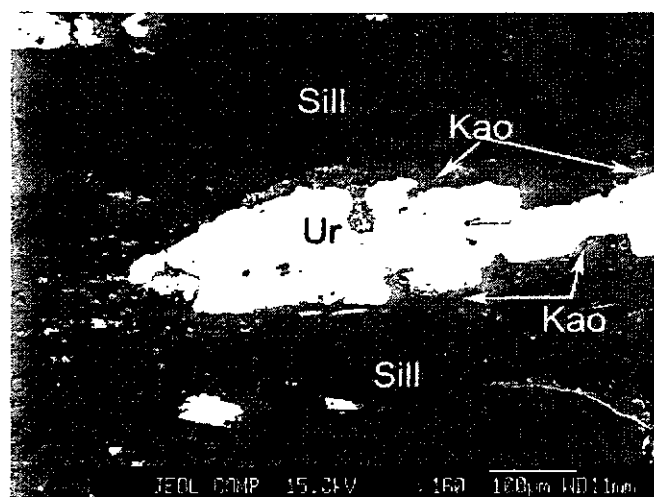


Рис. 7 Настуран в обрамлении каолинита. скв. 91, гл. 193,4 м

Вместе с тем, по данным микрозондового анализа (табл. 4) в составе минерала отмечаются весьма значительные примеси тория, иттрия и церия, что характерно для уранинита (бреггерита). В тоже время, присутствие значительных содержаний кремния указывает на то, что мы имеем дело с настураном.

По отношению к браннериту минерал ведет себя как более раннее образование (рис. 6, а, б). В отдельных случаях наблюдаются даже псевдоморфозы настурана по монациту (рис. 6, а). Нередко настуран наблюдается в каолининовой рубашке (рис. 7).

Браннерит (U,Th,TR)Ti₂O₆ является основным урановым минералом месторождения. По самым приблизительным подсчетам около 70-80 % урана

концентрируется именно в этом минерале, значительная часть в настуране, а остальной уран находится в виде примесей в монаците. Следует заметить, что эти соотношения могут сильно варьировать в зависимости от положения метасоматических колонок.

Браннерит образует рассеянную вкрапленность мелких (0,1-2 мм в поперечнике) выделений в ассоциации с монацитом, рутилом, пиритом. Подобно рутилу браннерит формирует непродолжительные цепочки, скопления зерен. Формы выделений неправильные. Часто округлые, близкие к кристаллическим агрегаты отмечаются редко.

В отраженном свете минерал имеет нейтрально-серую окраску, светлее монацита, но уступает по интенсивности сопутствующим – настурану и рутилу. Даже в шлифах в минерале проявлена внутренняя неоднородность, что выражается в наличии мозаичной окраски с различной отражательной способностью.

реликтовыми включениями рутила в матрице браннерита (рис. 6, г). За образование браннерита за счет гидротермального замещения рутила по простой схеме $TiO_2 + U^{4+} \rightarrow UTi_2O_6$ в свое время высказывался П. Рамдор. При этом браннерит наследует даже примесь ниобия у своего предшественника. Кроме того, в зонах интенсивной урановой минерализации наблюдаются структуры замещения браннеритом монацита и даже слюд. В первом случае граница срастания между браннеритом и монацитом прихотливо изогнутая, часто плавная; явные следы коррозии на контакте отсутствуют. Минерал характеризуется неоднородным строением. Особенно контрастно это проявляется в электронных снимках (рис. 6, д)

Типохимической особенностью уранотитаната является значительное присутствие абситового компонента $2UO_3 \cdot ThO_2 \cdot 7TiO_2 \cdot 5H_2O$. Приведенные микрозондовые

Таблица 5. Химический состав браннерита, вес. %

Компонент	Номер п/п											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	33,19	34,23	32,57	36,38	32,75	34,85	36,73	32,29	35,89	36,38	37,82	34,82
UO ₂	46,60	47,04	50,24	44,05	45,07	48,21	48,05	41,26	44,64	44,09	32,15	44,67
PbO	7,07	6,01	4,62	6,49	5,37	6,03	6,51	4,75	5,61	6,34	4,94	5,79
ThO ₂	3,60	5,49	3,91	3,84	2,67	3,54	1,76	6,08	5,37	3,64	6,53	4,22
SiO ₂	6,82	7,94	10,37	7,83	11,28	9,56	6,00	6,54	7,18	7,47	5,68	7,88
CaO	0,44	1,16	1,20	0,43	0,68	0,87	0,34	1,29	1,47	0,62	1,74	0,89
FeO	1,14	1,63	1,07	1,11	1,31	1,49	0,42	1,35	1,40	1,20	3,66	1,43
Ce ₂ O ₃	1,16	0,28	0,26	0,58	0,66	0,40	0,23	0,46	0,39	0,29	0,24	0,45
Y ₂ O ₃	0,67	0,80	0,97	1,04	0,30	0,76	0,15	0,87	0,96	1,03	0,22	0,71
V ₂ O ₅	0,08	0,01				0		0,14	0,27			0,04
Al ₂ O ₃		0				0,06		1,00	0,87			0,17
MgO		0,05				0,05		0,11	0,07		0,02	0,03
SnO ₂		0	0			0						0
WO ₃		0	0,04			0,02					0	0,01
Nb ₂ O ₅		0,29	0,25	0,04	0,24	0,28	0,17	0,04	0,06	0,08	0,16	0,15
MnO		0,08				0,16		0,09	0,13			0,04
ZrO ₂		0,17	0,28	0		0,03					0,20	0,06
P ₂ O ₅	0,21	0,16	0,15	0,07		0,23					1,03	0,17
Σ	100,77	99,34	105,93	101,86	100,33	106,54	100,36	96,27	104,31	101,06	94,39	101,53

Примечание. Ан. 1-3, сростки с уранинитом и монацитом, скв. 70, гл. 320,8 м; 4 – относительно крупное зерно с включениями антраксолита, скв. 69, гл. 400 м; 5, 6 – похоже на псевдоморфозу браннерита по монациту в середине зерна пирита, скв. 70, гл. 320,8 м; 7 – продукт замещения рутила, скв. 69, гл. 400 м; 8, 9 – линзовидные агрегаты, которые замещают рутил, скв. 69, гл. 564,4 м; 10 – сростки с монацитом, скв. 69, гл. 564,4 м; 11 – отдельные зерна, скв. 91, гл. 193, 4 м; 12 – среднее из 11 ан. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

Кроме того, матрица минерала насыщена включениями галенита и настурана. Вокруг минерала наблюдаются тонкие оторочки силлиманита и серицита. Изучение взаимоотношений между рудными минералами показали, что преобладающая часть браннерита образуется путем псевдоморфного замещения титановых минералов, что и определяет большое морфологическое сходство выделений браннерита с рутилом. Границы срастания браннерита и рутила и их агрегатов весьма разнообразны. В одних случаях браннерит по трещинам проникает в матрицу рутила в виде линзовидных и прожилковых масс (рис. 6, е), а в других просто окаймляет, создавая плавные извилистые контакты (рис. 6, д,е). Часто наблюдаются полные псевдоморфозы с

анализы браннеритов по всему рудному телу свидетельствуют о его стабильном химическом составе (табл. 5). Торий-редкоземельные браннериты принято считать более высокотемпературными, в отличие от браннеритов, присутствующих в рудах уран-натриевой формации. Содержания главных минералообразующих компонентов в браннерите весьма переменны, что имеет, возможно, свое объяснение, исходя из гидротермально-метасоматической природы самого минерала.

Кремний содержится в браннерите от 6,00 вес. % до 11,28 вес. % и так же, как и другие элементы-примеси, распределен в минерале неоднородно. По данным микрозондового сканирования, изменение в содержании SiO₂ наблюдается как в различных образцах, так и в

пределах одного и того же зерна. А учитывая наличие существенно кварцевого субстрата в среде рудообразования, не исключена возможность и механического загрязнения кварцем зерен браннерита.

Молибденит (MoS_2) встречается крайне редко и образует вкрапленные выделения в зонах брекчирования и дробления. Минерал образует рассеянную вкраплен-

отдельных агрегатов достигают 4-10 мм. В структуре крупночешуйчатых агрегатов часто обнаруживается сложнорасположенное двойниковое строение. Мелко-среднечешуйчатый молибденит (размер чешуек 0,02-1 мм) является наиболее распространенным классом выделений. Последние часто представлены изогнутыми и смятыми агрегатами. Многие агрегаты подвержены фиброляции

Таблица 6. Химический состав молибденитов, вес. %

№ п/п	Mo	W	Re	Os	Fe	Te	S	Σ
1	59,47	0,06	0	0	0,01	0	39,84	99,38
2	59,52	0,52	0	0	0,02	0	39,70	99,76
3	59,92	0,20	0	0	0,02	0	40,24	100,38
4	60,03	0,28	0,01	0	0	0	39,41	99,73
5	58,94	0,14	0	0	0	0	39,63	98,71

Примечание. Анализы: 1-5 – сростки молибденита с каолинитом (?), скв. 70, гл. 348 м. Анализы выполнены на микросзонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

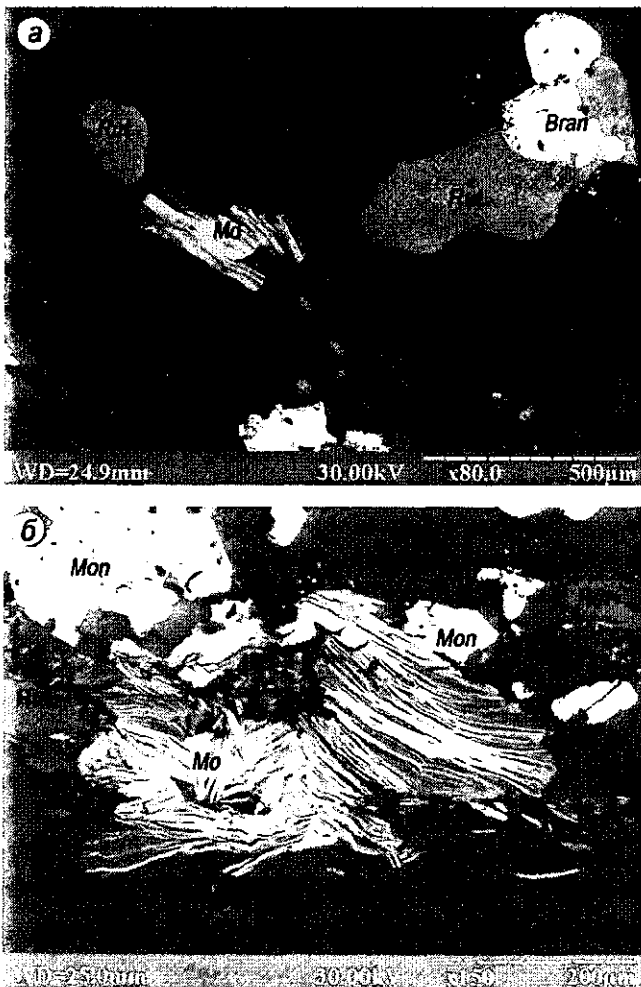


Рис. 8. Молибденит – типоморфный минерал в рудах: а – молибденит в ассоциации с рутилом (Rut) и браннеритом (Bran), там же; б – сложный фибролиты прорастания молибденита (Mo) с каолинитом (?) в ассоциации с рутилом (Rut), скв. 70, гл. 348 м.

ность пластинчатых и чешуйчатых агрегатов, которые располагаются конформно общей сланцеватости в виде линзовидных гнезд отдельных тонкочешуйчатых (>0,06 мм) агрегатов. Устанавливается определенная приуроченность молибденита к выделениям слюдяных минералов и каолинита (рис. 8, а, б). Максимальные размеры

полученные микросзондовые анализы молибденитов показывают, что существенных отклонений от стехиометрических значений в его химическом составе не наблюдается. По данным некоторых анализов в составе молибденита установлены примеси вольфрама (табл. 6). Рения в составе молибденита не обнаружено.

Пирит (FeS_2) имеет несколько генераций. Первая генерация пирита широко рассеяна в урановорудных зонах в виде субидiomорфных выделений. Ранний пирит разбит системой тонкой трещиноватости (рис. 5, г). Часть пирита образуется в результате дисульфидизации более раннего пирротина. Пирит-3 наблюдаются в виде метакристаллов, прожилковых выделений, которые усложнены крустификационными текстурами. По данным РСМА ранние пириты в значительной степени обогащены никелем и кобальтом (табл. 7).

Пирротин ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$) по своей распространенности значительно уступает пириту. В большинстве случаев минерал замещается в процессе дисульфидизации пирит-марказитовыми агрегатами. Иногда пирротин выполняет межзерновые интерстиционные пространства среди темноцветных минералов совместно с халькопиритом и сфалеритом. Представлен он в основном аллотриоморфнозернистыми агрегатами (0,1-0,3 мм в поперечнике), пластинками, тонкими прожилковыми выделениями. Микросзондовым анализом в составе пирротина установлено наличие элементов-примесей: Ni – 0,45; Co – 0,12 % (табл. 7).

Халькопирит (CuFeS_2) довольно редкий минерал в породах рудопроявления. Отчетливо выделяется две генерации минерала. Ранний халькопирит встречается в ассоциации с пирротинном. Халькопирит второй генерации образует самостоятельные выделения или же встречается во взаимном срастании со сфалеритом и галенитом. Для халькопирита характерны примеси серебра, никеля, и кобальта (табл. 7).

Галенит (PbS) образуется в основном за счет радиогенного свинца. Часть галенита относительно равномерно распределена в матрице выделений браннерита в виде эмульсионной вкрапленности с тенденцией к концентрации и укрупнению выделений в краевых частях агрегатов. В ассоциации с настураном галенит становится более крупным и в виде ореолов

Таблица 7. Химический состав сульфидов железа и меди, вес. %

№ п/п	Fe	Ni	Co	Cu	Ag	As	S	Sb	Σ
Пириты									
1	46,17	0,03	0,20	0	0	0	53,39	0,01	99,80
2	46,05	0,04	0,18	0	0	0	53,52	0	99,79
3	44,73	1,78	0,01	0,01	0,05	0,11	53,16	0,01	99,86
4	46,00	0,01	0,59	0	0,01	0,01	53,32	0	99,94
5	44,24	0,01	2,54	0,01	0	0	53,24	0	100,04
6	45,02	0,01	1,96	0	0	0	52,97	0	99,96
7	45,34	0,03	0,23	0	0	0,01	53,64	0	99,25
8	44,97	0,02	0,36	0	0,04	0	53,28	0	98,67
9	46,51	0,03	0,01	0,02	0	0	53,36	0	99,93
10	45,78	0,06	0,03	0	0	0	52,98	0	98,85
Пирротины									
14	60,48	0,45	0	0	0	0	38,63	0	99,56
15	59,90	0,34	0,01	0	0	0	39,27	0	99,52
16	60,81	0,19	0,12	0	0	0	38,52	0	99,64
17	60,35	0,28	0,07	0,01	0	0,01	39,28	0	100
18	58,76	0,06	0	0	0	0	38,75	0	97,57
Халькопириты									
19	33,13	0,47	0	31,13	0,10	0	34,40	0	99,23
20	34,39	0,26	0,02	32,03	0,06	0	34,68	0	101,44
21	33,95	0,04	0	31,65	0,08	0	34,41	0	100,13

Примечание. Анализы: 1, 2 – субидиоморфные зерна пирита в кварце, скв. 70, гл. 320, 8 м; 3 – прожилковое выделение пирита совместно с галенитом в монаците, там же; 4 – субидиоморфное выделение среди пирротиновой матрицы, там же; 5, 6 – метакристаллы в пирротиновой матрице, скв. 69, гл. 400,0 м; 7, 8 – скорлуповатые агрегаты, скв. 70, гл. 320, 8 м; 9, 10 – включения субидиоморфных зерен в карбонате, скв. 70, гл. 186,4 м; 14, 15 – зерна изометрической формы, скв. 70, гл. 320, 8 м, 16–18 – псевдоморфозы по породообразующим минералам, скв. 69, гл. 400,0 м; 19–21 – тонкие прожилки вокруг браннерита, скв. 70, гл. 320,8 м. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

Таблица 8. Химический состав сульфидов свинца и цинка, вес. %

№ п/п	Pb	Bi	Cu	Ag	Zn	Cd	Mn	Fe	Sb	S	Σ
Галениты											
1	86,42	0	0,03	0					0	13,02	99,47
2	85,78	0	0	0					0	13,59	99,37
3	86,01	0	0	0					0	14,17	100,18
4	86,43	0,01	0,03	0					0	13,22	99,69
5	86,57	0	0,07	0					0	12,73	99,37
6	86,12	0	0	0,01					0	12,90	99,03
Сфалериты											
7			0	0	56,08	0,13	1,08	9,75	0	32,59	89,88
8			0,01	0	57,32	0,22	1,25	8,54	0	32,14	90,94
9			0,07	0	56,78	0,26	1,19	8,36	0	33,01	91,31

Примечание. Анализы: 1–3 – мелкие скопления вокруг минералов урана, скв. 70, гл. 320,8 м; 4 – псевдоморфозы по карбонату, скв. 70, гл. 186,4 м; 5–9 – сростки со сфалеритом и халькопиритом, скв. 70, гл. 186,4 м. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

располагается вокруг оксидов урана (рис. 6, а). Данные микрозондовых анализов галенита приведены в табл. 8.

Сфалерит (ZnS) во многих случаях имеет сходные с халькопиритом особенности поведения в процессе минералообразования. Сфалерит встречается в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, галенитом. По данным РСМА в составе сфалерита отмечаются повышенные содержания марганца и кадмия (табл. 8).

Висмут самородный (Bi) образует тонкие выделения и прожилки в сростках с пирротинном и висмутином. Отмечаются случаи цементации пиритовых выделений более поздними агрегатами, в состав которых кроме самородного висмута входит висмутин, халькопирит, пирротин-2 (рис. 5, г). Химический состав самородного висмута приведен в табл. 9.

Таблица 9. Химический состав минералов висмута, вес. %

№ п/п	Bi	Ag	Pb	Cu	Au	Te	S	Σ
1	80,71	0,14	1,90	0,25	0	0	17,46	100,46
2	81,39	0,20	1,68	0,03	0	0	17,02	100,32
3	99,42	0	0	0	0	0,02	0,01	99,45
4	98,57	0	0	0,01	0	0	0	98,58
5	99,07	0,01	0	0	0	0	0	99,08
6	99,63	0	0,01	0	0	0	0,04	99,68

Примечание. Анализы: 1, 2 – висмутин, сростки с пирротинем вокруг самородного висмута, скв. 70, гл. 320,8 м, 3–6 – самородный висмут, прожилки среди монацита, скв. 70, гл. 320,8 м. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

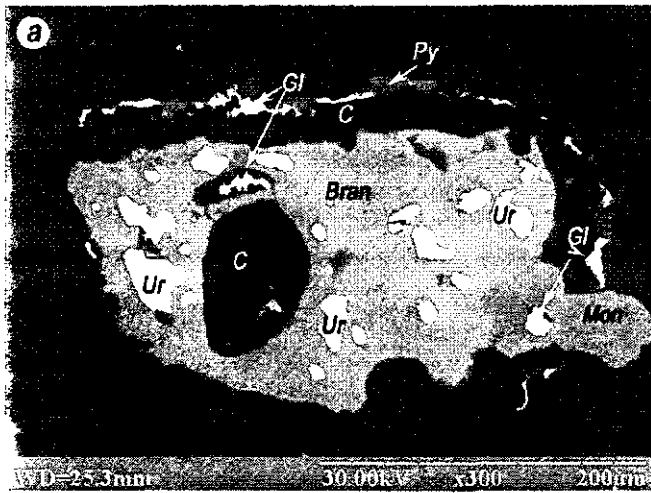
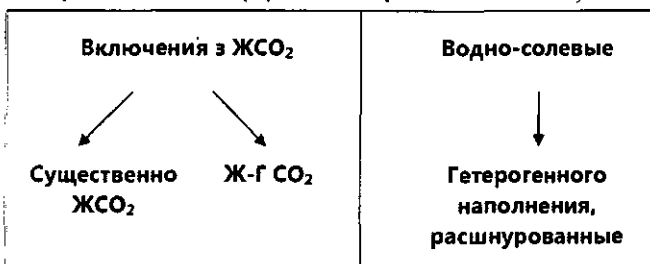


Рис. 9. Метаморфизованное углеродистое вещество (С) в ассоциации с рудными минералами: а – включения антраксолита (С) в браннерит (Bran)-настурановых (Ur) агрегатах, скв. 69, гл. 400 м; б – включения практически полностью замещенного браннеритом (Bran) кристалла рутила (Rut), скв. 70, гл. 348 м. Электронный снимок в формате "Contro".



Висмутин (Bi₂S₃) обычно замещает самородный висмут, наследуя таким образом его формы. Химический состав минерала охарактеризован немногочисленными анализами (табл. 9). Устойчивым

элементом-примесью в висмутине является лишь серебро – от 0,12 до 0,19 %.

Углеродистое вещество (антраксолит). Обособления битумены представлены в основном сферическими или близкими к ним изометричными образованиями (шариками), иногда каплевидными и гантелевидными, размером 0,1-0,4 мм (рис. 9, а,б). Наиболее крупные, из изученных нами округлых зерен, имели 1,5 мм в поперечнике. Твердые битумы пространственно тяготеют к выделениям монацита и браннерита. Возможно, такая пространственная близость вызвана радиационным воздействием урановых минералов, которые способствуют полимеризации и осаждению углеродистого вещества.

ИЗУЧЕНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Изучение газово-жидких включений проводилось в ИГОС НАН и МЧС Украины аналитиком Е.Е. Мельниковой.

Газово-жидкие включения изучены в двух разновидностях пород – в слабо измененном вторичными процессами пегматите (обр. 69/570,2) и вторичном кварците (обр. 70/320,5), который образуется при процессах кислотного выщелачивания пегматитов и аплитов. Включения изучались в кварце, которые по размерами не превышают в среднем 10 мкм. Все исследованные включения являются вторичными образованиями.

Включения в кварце из пегматита представлены вакуолями, которые наполнены преимущественно жидким углекислым газом (ЖСО₂) с примесью углекислого газа (ГСО₂), реже водно-солевых растворов (Н₂О).

Среди углекислых включений наблюдаются два типа, что отличаются соотношением фаз (в объемных %): 1) в наполнении включений заметно преобладает жидкий углекислый газ (80 ЖСО₂ + 10 ГСО₂ + 10Н₂О). 2) с наполнением вакуоли приблизительно 60 ЖСО₂ + 40 ГСО₂. Водно-солевые включения обычно низкотемпературные, расшнурованные, амебоподобной формы и не подходят для определения температуры.

Для включений с углекислым газом определялась плотность растворов СО₂. Во включениях первого типа температура частичной гомогенизации происходит при 23-24 °С в жидкую фазу и соответствует плотности раствора 0,731 г/см³. Во включениях второго типа температура частичной гомогенизации в жидкую фазу равняется 26 °С. При этой температуре плотность жидкого СО₂ – 0,688 г/см³.

Среди этих включений иногда наблюдаются водно-солевые. Они очень мелкие и в них тяжело наблюдать гомогенизацию.

Водно-солевые включения гетерогенного наполнения – газово-жидкие и жидко-газовые. Температура

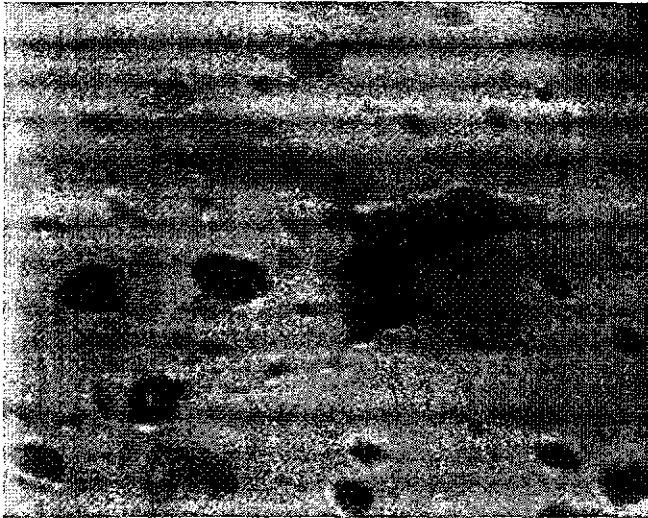


Рис. 10. Включения, которые условно отнесены к углеводородным.

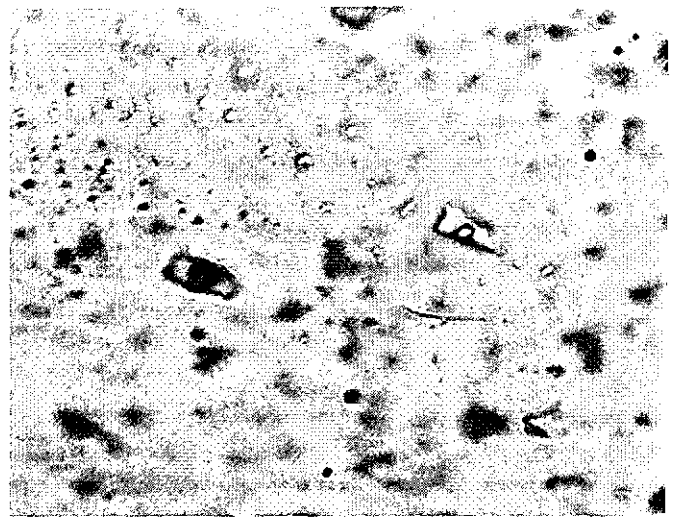


Рис. 14. Водно-солевые включения разного наполнения.

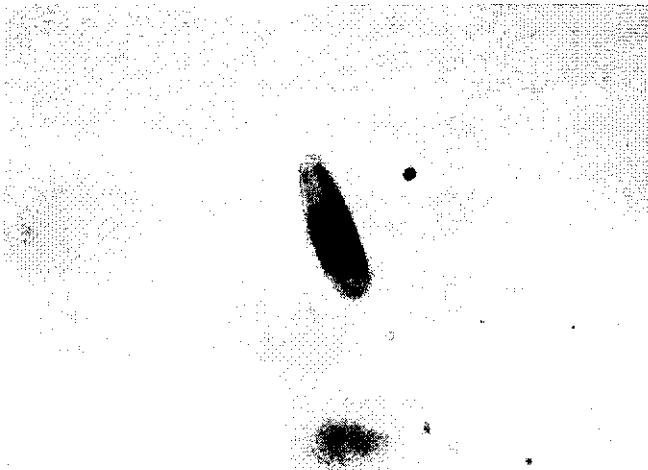


Рис. 11. Существенно углекислотные включения.

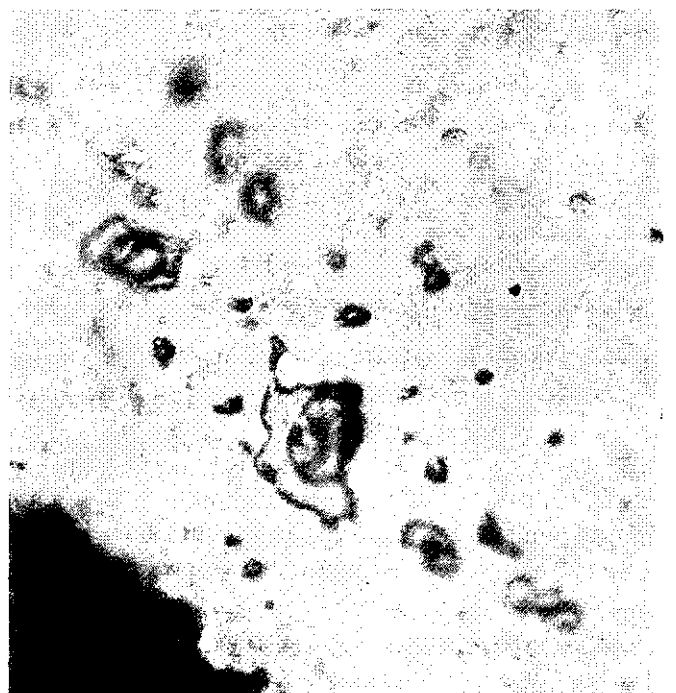


Рис. 15. Водно-солевые включения различной формы и различного наполнения.



Рис. 12. Водно-солевые газожидкие включения.



Рис. 13. Водно-солевые газожидкие включения, расширенные.

гомогенизации этих включений изменяется в пределах 120-320 °С. Включения имеют более-менее кристаллографическую форму в отличие от амебоподобных.

Во вторичном рудном кварците наблюдались следующие газожидкие включения: 1) с жидким CO_2 что имеет плотность 0,717 г/см³; 2) с жидким CO_2 (плотностью 0,688 г/см³); 3) различного наполнения (температурами гомогенизации в пределах 125-360 °С 4) с наполнением: а) Ж+Г = 60-70 % + 40-30 % и температурой гомогенизации в пределах 255-345 °С б) Ж+Г = 80+20 % и температурой гомогенизации 190 °С; в) включения неравновесной формы (с заливами подобными ограничениями) и температурой гомогенизации 240 °С в жидкую фазу; г) жидкие включения неправильной разнообразной формы, часто расшнурованные. Содержание газовой фазы не превышает 10 %. Эти включения напоминают амебоподобные включения в кварце из пегматита д) некоторые включения имеют маслянистый блеск, не равновесную форму (в виде подковы) и две газовые фазы. По этим признакам их можно отнести к таким, которые

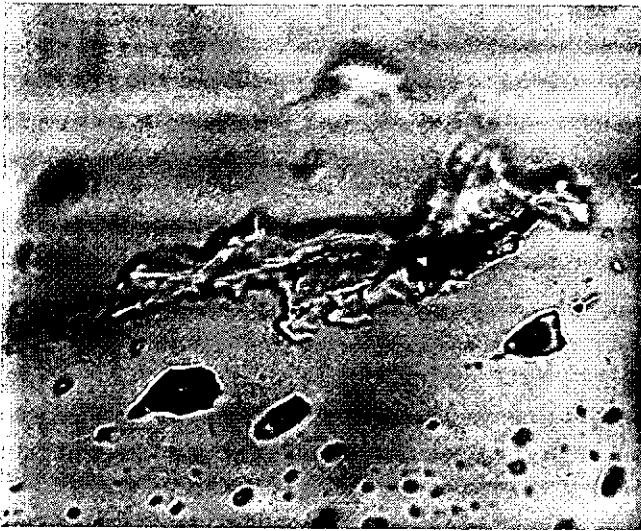


Рис. 16. Два типа включений: газово-жидкое, амёбоподобное (в центре) и жидко-газовое – ниже.

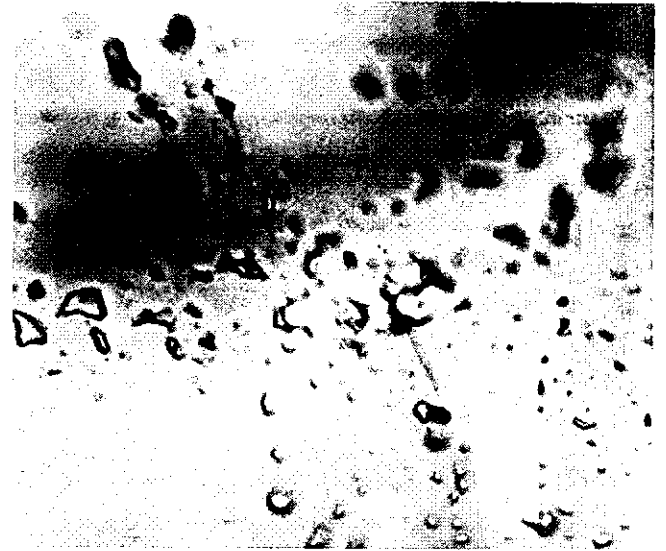


Рис. 20. Газовые и жидкие амёбоподобные включения.

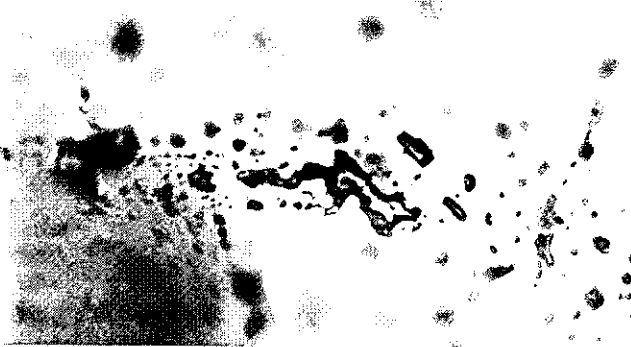


Рис. 17. Существенно газовые амёбоподобные включения.



Рис. 21. Газово-жидкие включения одинакового наполнения.

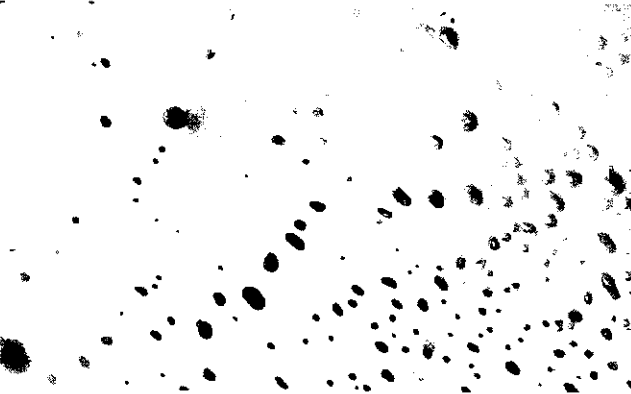


Рис. 18. Семейство включений разного наполнения.

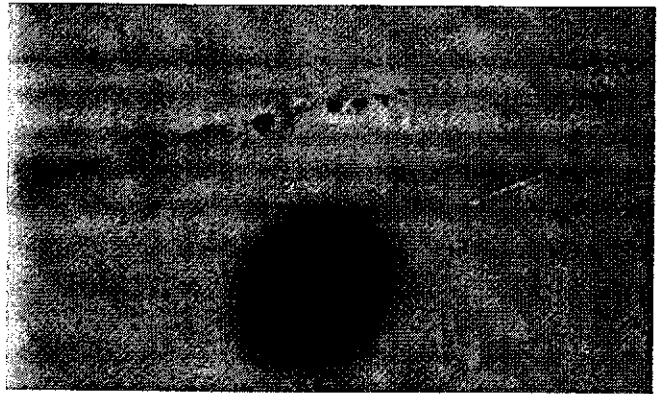


Рис. 22. Пересечение двух трещин с включениями различного наполнения.



Рис. 19. Совокупность веретеноподобных жидких включений пересекает газовые.



Рис. 23. Включения кристалла циркона с радиоактивным галло.

Таблица 10. Изотопно-геохимическое определение возраста циркона и монацита методом контролируемой возгонки

№ п/п	Скв./гл., м	Образец	Порода	Изотопия, А %				Возраст, млн лет
				²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	
1	69/400,0	Zr-216, Сильно малаконизированный циркон	Вторичный кварцит	0,0490	48,9545	8,6274	42,3689	2617 ± 21
2	-"	Zr- 217 Свежий буровато-красный циркон	-"	0,0236	73,9543	14,2203	11,8016	2926 ± 15
3	-"	Mn-222 Аметистовый монацит	-"	0,1555	19,1689	4,2781	76,3973	2933 ± 38
4	-"	U-221 Сростки настурана и браннерита	-"	0,0143	84,8773	10,3724	4,7358	1983 ± 8,9

Примечание. Анализ выполнен на серийном масс-спектрометре МИ-120/Г в ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

содержат углеводородные соединения (рис. 10-23).

По результатам исследований газовой-жидких включений в кварце с пегматита и вторичного кварцита можно сделать следующие выводы:

1. По фазовому составу включения с углекислым газом одинаковы в обеих разновидностях пород. Они представлены двумя типами, которые отличаются наполнением и плотностью жидкого CO₂ – 0,731 и 0,688 г/см³, но первые являются более ранними по происхождению.

2. Набор разных типов водно-солевых включений намного шире во вторичных кварцитах. В них наблюдались включения одного семейства, но с различным гетерогенным наполнением, а также те, которые принадлежат к разным семействам с выдержанным наполнением в каждом семействе, но с разной температурой гомогенизации (345, 330, 240 и 190 °С). Минимальная температура гомогенизации включений с гетерогенным наполнением 125 и 255 °С.

Изотопно-геохимические исследования монацитов и цирконов

Для определения возраста TR-U-Th оруденения в породах Дибровского месторождения нами изучался циркон и монацит из аплит-пегматоидных гранитов и вторичных кварцитов "прямым методом", т.е. методом контролируемой возгонки (МКВ) на серийном масс-спектрометре МИ-120/Г (ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины, аналитики Л.С. Дерский, А.Л. Лариков). Кроме того, монацит изучался на микрозонде "Самеса" в Варшавском университете, а циркон на масс-спектрометре "Element-2" в Бристольском университете (Великобритания) аналитиком Л.В. Шумлянским.

Для изучения методом контролируемой возгонки было отобрано два зерна циркона, одно зерно монацита и одно зерно настурана (срастание настурана и браннерита) из рудоносных вторичных кварцитов (обр. 69/400).

Подготовка изучаемых минералов к анализу была стандартной для ионизационной масс-спектрометрии. МКВ определяет изотопный состав свинца в данных минералах путем термоэмиссии свинца из растертого

в порошок образца. Для определения возраста минералов используются свинец-свинцовые отношения (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb). Изотопия циркона, монацита и настурана, а также отношение изотопов свинца ("прямым методом") представлены в табл. 10.

Из полученных данных, учитывая погрешность анализов, можно сделать вывод о том, что монацит и циркон из вторичных кварцитов имеют практически один мезоархейский возраст 2933 ± 38 и 2926 ± 15 млн лет. Исключение составляет малаконизированный циркон с возрастом 2617 ± 21 млн лет. Как известно процессы метамиктного распада приводят к значительному "омоложению" породы почти на 300 млн лет.

Средневзвешенный возраст монацитов, определенный на микрозонде "Самеса" в Варшавском университете и рассчитанный за содержанием U, Th и Pb составляет 2786 ± 54 млн лет (рис. 24). Полученная цифра также подтверждает мезоархейский возраст рудоносных вторичных кварцитов.

Такие данные оказались неожиданными из-за того, что многими исследователями граниты Дибровского типа отнесены к палеопротерозойским

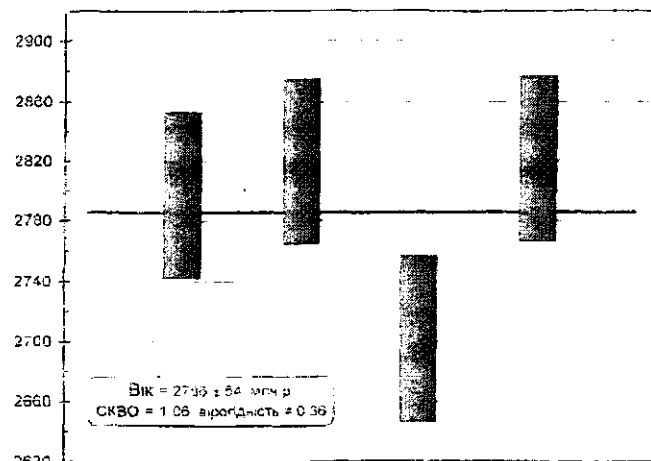


Рис. 24. Средневзвешенный возраст монацитов, определенный на микрозонде "Самеса" в Варшавском университете и рассчитанный по содержанию U, Th и Pb.

гранитам краснокутского типа. Для выяснения истинного возраста, как вторичных кварцитов, так и аплит-пегматоидных гранитов Дибровского типа нами были проведены исследования цирконов на масс-спектротоме "Element-2" в Бристольском университете (Великобритания). Были отобраны три пробы цирконов из аплит-пегматоидных двуполевошпатовых гранитов (пр. 80/163-165), из аплитов, залегающих в непосредственном контакте с вторичными кварцитами (пр. 92/219,3-219,7), и самих кварцитов (пр. 74/165-203). Цирконы отбирались свежие и не метамиктизированные. Для них характерно отсутствие окатанности, отсутствие ядер, хорошие кристаллографические очертания и концентрически зональное строение, подчеркивающее зоны роста кристаллов (рис. 25). Изотопные исследования про-

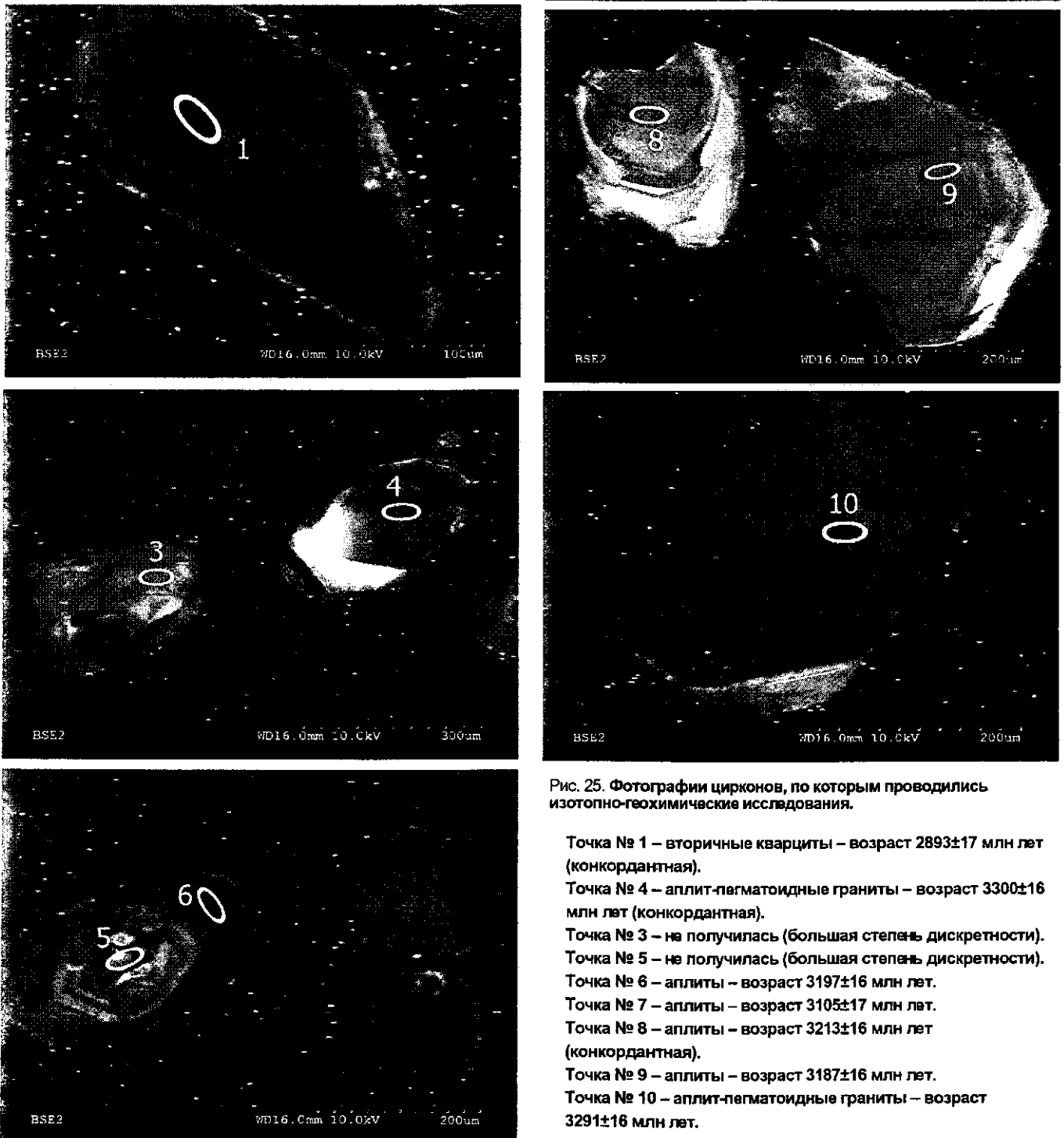


Рис. 25. Фотографии цирконов, по которым проводились изотопно-геохимические исследования.

- Точка № 1 – вторичные кварциты – возраст 2893 ± 17 млн лет (конкордантная).
- Точка № 4 – аплит-пегматоидные граниты – возраст 3300 ± 16 млн лет (конкордантная).
- Точка № 3 – не получилась (большая степень дискретности).
- Точка № 5 – не получилась (большая степень дискретности).
- Точка № 6 – аплиты – возраст 3197 ± 16 млн лет.
- Точка № 7 – аплиты – возраст 3105 ± 17 млн лет.
- Точка № 8 – аплиты – возраст 3213 ± 16 млн лет (конкордантная).
- Точка № 9 – аплиты – возраст 3187 ± 16 млн лет.
- Точка № 10 – аплит-пегматоидные граниты – возраст 3291 ± 16 млн лет.

Таблица 11. Уран-свинцовые изотопные данные по цирконам

№ анализ a	U r/T	Th r/T	Pb r/T	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1s$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1s$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1s$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1s$ Age	Disc %
1	372	494	272	16,208 ± 0,195	0,5	0,2084 ± 0,0021	2921 ± 20	2889 ± 12	2893 ± 17	-1
4	202	179	171	0,6816 ± 0,0058	0,5	0,2690 ± 0,0027	3350 ± 22	3350 ± 11	3300 ± 16	-1
10	147	126	116	23,406 ± 0,262	0,5	0,2675 ± 0,0027	3134 ± 21	3244 ± 11	3291 ± 16	5
6	349	201	240	20,785 ± 0,205	0,4	0,2519 ± 0,0025	2956 ± 20	3129 ± 10	3197 ± 16	8
7	108	205	80	19,033 ± 0,245	0,6	0,2378 ± 0,0025	2939 ± 20	3044 ± 13	3105 ± 17	6
8	67	72	55	22,138 ± 0,270	0,6	0,2546 ± 0,0026	3199 ± 22	3190 ± 12	3213 ± 16	0
9	87	76	70	21,865 ± 0,278	0,6	0,2504 ± 0,0026	3278 ± 22	3178 ± 12	3187 ± 16	-3

Примечание: Жирным выделены конкордантные значения. Анализы: № 1 – пр. 74/165-203, вторичные кварциты; №№ 4, 6, 7, 10 – пр. 80/163-165, аплит-пегматоидные граниты; № 8, 9 – 92/219, 3-219, 7, аплиты. Анализы выполнены на масс-спектрометре "Element-2" в Бристольском университете (Великобритания).

водились в отдельных точках (семь определений) кристаллов. В табл. 11 приведены уран-свинцовые изотопные соотношения, на базе которых вычислен возраст цирконов и построена уран-свинцовая диаграмма с конкордией (рис. 26).

В результате этих исследований однозначно установлен мезоархейский возраст аплит-пегматоидных гранитов, аплитов и развивающихся по ним рудоносных вторичных кварцитов. Выделяется три генерации цирконов (средние значения):

1. 3296 ± 22 млн лет – аплит-пегматоидные двуполевошпатовые граниты;
2. 3171 ± 53 млн лет – аплиты;
3. 2906 ± 170 млн лет – вторичные кварциты.

Обращает на себя внимание то, что последняя цифра 2906 млн лет очень близка к цифре 2926 млн лет, полученной нами "прямым методом", что свидетельствует о высокой достоверности проведенных исследований.

Кроме того, на уран-свинцовой диаграмме (рис. 26) отмечены три (№ 1, № 4, № 8) конкордантных точки со следующими цифрами:

1. 3300 ± 16 млн. лет – аплит-пегматоидные двуполевошпатовые граниты;
2. 3213 ± 16 млн. лет – аплиты;
3. 2893 ± 17 млн. лет – вторичные кварциты.

Эти, можно сказать, реперные данные целиком подтверждают мезоархейский возраст как аплит-пегматоидных гранитов, так и аплитов, пегматитов и рудоносных вторичных кварцитов Дибровского типа. Различия возраста связаны с эволюционной последовательностью процессов кристаллизации субщелочной гранитной магмы. В магматический этап, возрастом 3296 млн лет, происходило внедрение и кристаллизация гранитной магмы и образования двуполевошпатовых аплит-пегматоидных гранитов. Позже, около 3171 млн лет, на постмагматическом этапе из остаточных растворов, обогащенных летучими образовались жильные тела пегматитов и аплитов, выполняющие кольцевые контракционные трещины, образующиеся при остывании гранитов. И на заключительной стадии (возрастом 2906 млн лет) в резуль-

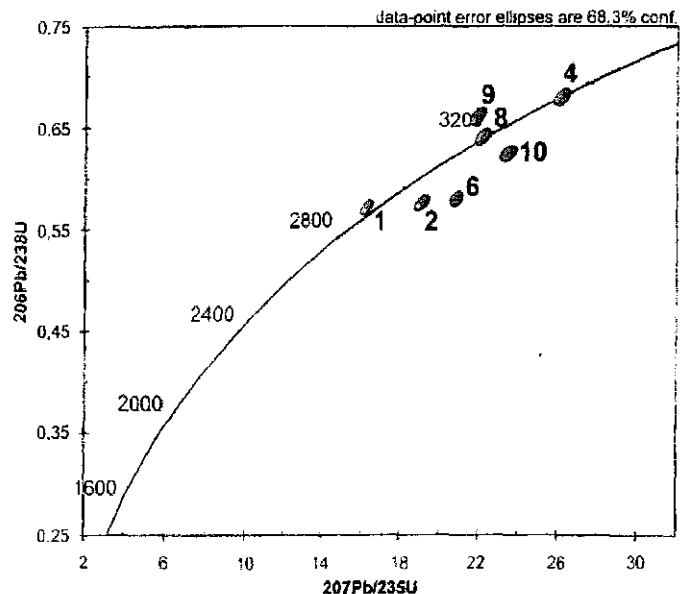


Рис. 26. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией, построенная по результатам изотопно-геохимических исследований, выполненных на масс-спектрометре "Element-2" в Бристольском университете (Великобритания).

Таблица 12. Содержание редкоземельных элементов в рудоносных вторичных кварцитах

Компонент	69/203,0 % от ΣTR	70/266,5 % от ΣTR	70/338,5 % от ΣTR	69/512,8 % от ΣTR	Средний состав (4 ан.)
ΣTR, вес. %	0,45	0,82	2,25	0,72	1,06
La ₂ O ₃	22,0807447	24,5455669	20,8283373	23,236884	22,67
Ce ₂ O ₃	48,63686	47,2532375	45,3657601	47,0917724	47,08
Pr ₂ O ₃	5,82799207	5,64252999	6,72489769	5,73051192	5,98
Nd ₂ O ₃	17,1449963	16,2288504	19,682403	16,9369033	17,50
Sm ₂ O ₃	2,58200075	2,41501985	2,83429911	2,63291933	2,61
Eu ₂ O ₃	0,06655796	0,05283597	0,05966888	0,05758072	0,06
Gd ₂ O ₃	2,04855482	2,18953599	2,57663089	2,55286176	2,34
Tb ₂ O ₃	0,17956411	0,1825537	0,20374421	0,19411188	0,19
Dy ₂ O ₃	0,82395867	0,86848849	0,96766104	0,86395586	0,88
Ho ₂ O ₃	0,12295436	0,13473733	0,14889289	0,13078234	0,13
Er ₂ O ₃	0,26904893	0,28913559	0,33093784	0,29567156	0,29
Tm ₂ O ₃	0,03062411	0,03181878	0,03859897	0,0392585	0,03
Yb ₂ O ₃	0,16692988	0,15105745	0,21601494	0,21244111	0,19
Lu ₂ O ₃	0,01921337	0,01463221	0,02215316	0,0243453	0,02

Примечание. Определения выполнены на масс-спектрометре ICP-MS Element-2 в ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины (% от ΣTR).

тате приконтактового кислотного выщелачивания в зонах трещиноватости пегматитов и аплитов образовались вторичные кварциты, наиболее обогащенные рудными компонентами, которые в рассеянном виде присутствовали изначально в гранитной субщелочной магме.

Наиболее молодой возраст (1983 млн лет) урановой минерализации, определенный методом МКВ, связан как с образованием ее за счет разрушения древних монацитов при низкотемпературных метасоматических процессах (присутствие урановых минералов в ассоциации с каолинитом) в зонах катаклаза и трещиноватости, так и с полихронными процессами выделения урановых минералов (настуран более ранний, а браннерит наиболее поздний).

Таким образом, проведенные изотопно-геохимические исследования подтверждают генетическое родство аплит-пегматоидных двуполевошпатовых гранитов, пегматитов, аплитов и рудоносных вторичных кварцитов на Дибровском TR-U-Th месторождении.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС TR-U-Th МИНЕРАЛИЗАЦИИ.

Из приведенных данных о средних содержаниях U и Th в различных породах Дибровского участка (табл. 13) видно, что наименьшими содержаниями U и Th обладают мезоархейские метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования кайнкулакской толщи, залегающие в обрамлении Дибровского слабозродированного гранитного купола. В этих породах средние содержания урана изменяются в пределах 2-5 г/т, а тория – 2-12 г/т. В аплит-пегматоидных гранитах средние содержания урана составляют 12 г/т, а тория – 16 г/т, т.е. превышают в 2-4 раза. Соответственно увеличивается содержание урана и тория в постмагматических фациях гранитов, обогащенных калием и летучими, аплитах (U 16 г/т, Th 31 г/т) и пегматитах (U 27 г/т, Th 87 г/т). И наиболее высокие содержания (U 418 г/т, Th 591 г/т) установлены во вторичных кварцитах, образующихся при процессах

кислотного выщелачивания аплитов и пегматитов. Минералами – концентраторами U и Th являются монацит (средние содержания UO₂ = 0,11 %, Th₂O₃ = 5,64 %), настуран (средние содержания UO₂ = 75,2 %, Th₂O₃ = 6,69 %) и браннерит (средние содержания UO₂ = 44,67 %, Th₂O₃ = 4,22 %).

Редкоземельные элементы в рудоносных вторичных кварцитах представлены цериевой группой. По данным масс-спектрометрических определений (табл. 12) суммарное содержание лантаноидов колеблется в пределах от 0,45 до 2,25 % при среднем содержании 1,06 %. Содержание редкоземельных элементов цериевой группы в них составляет около 98 % и всего лишь 2 % составляют редкие земли иттриевой группы. Максимальные средние содержания установлены для Ce₂O₃ = 47,08 %, La₂O₃ = 22,67 %, Nd₂O₃ = 17,50 %, Pr₂O₃ = 5,98 %, Sm₂O₃ = 2,61 %, Gd₂O₃ = 2,34 % и минимальные – для Eu₂O₃ = 0,06 %.

Минералами-концентраторами для редкоземельных элементов являются те же минералы, что и для тория и урана.

Как показали результаты спектральных исследований, сопутствующими элементами-индикаторами TR-U-Th оруденения в породах являются Nb, Pb, Mo, Bi, Cu, Zn и Sn (табл. 14), которые в гранитах, аплитах, пегматитах и вторичных кварцитах в десятки раз превышают кларк [2] для пород Приазовского мегаблока УЩ.

Ниобий установлен в повышенных количествах в рутилах (Nb₂O₅ = 0,47-3,89 %), см. данные из табл. 3.

Свинец представлен галенитом, образующимся за счет радиогенного свинца при распаде урановых минералов.

Молибден встречается в виде молибденита, а висмут представлен висмутином и самородным висмутом. Оба элемента встречаются в промышленных содержаниях в редкоземельно-уран-ториевых месторождений калий-урановой формации УЩ.

Медь и серебро в породах представлены халькопиритом, в котором установлены повышенные содержа-

Таблица 13. Среднее содержание U и Th в породах (г/т)

Порода	Кол-во ан.	U	Th	Th/U
Аплит-пегматоидный гранит	7	12	16	1,3
Аплит	11	16	31	1,9
Пегматит	14	27	87	3,2
Вторичный кварцит	98	418	591	1,4
Амфиболит	2	2	2	1,0
Мигматиз. амфиболит	6	5	11	2,2
Би плагиогнейс	8	3	10	3,3
Кум.-магн. кварцит	13	3	12	4,0
Турм. кварцит	1	2	7	3,5
Биотитовый редкометалльный метасоматит	1	5	16	3,2

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском спектральном анализаторе ЦАЛ КП "Кировгеология".

Таблица 14. Среднее содержание элементов-примесей в гранитах, аплитах, пегматитах и вторичных кварцитах Дибровского месторождения (г/т) по данным спектрального анализа

Элемент	Кларки [2]	Гранит (7 ан.)	Аплиты, пегматиты (24 ан.)	Вторичные кварциты (98 ан.)
Zr	1,63	64	115	135
Nb	0,95	14	13	20
La	1,1	50	60	155
Ce	1,29	200	208	235
Y	0,87	16	18	53
Yb	1,0	1,4	2,4	5,0
Ge	1,14	1,2	1,4	1,04
Li	1,31	40	29	39
Cs	0,75			
Rb	0,75			
Sn	1,47	2,0	3,0	4,0
Mo	1,63	1,4	2,4	5,4
Ag	1,14	1,2	0,49	0,88
Cu	1,09	64	45	92
Pb	0,80	66	95	193
Zn	1,78	50	51	64
Bi		2,0	2,0	14,2

Примечание. Анализы выполнены в ЦАЛ КП "Кировгеология".

ния серебра (до 0,1 %).

Цинк представлен сфалеритом, встречающимся в ассоциации с пирротинном, халькопиритом и галенином.

Олово является характерным элементом-примесью в литийсодержащих биотитовых метасоматитах, а также встречается в виде примеси в рутилах.

В отношении петрохимических особенностей аплит-пегматоидных гранитов Дибровского типа следует отметить следующее. По химизму они очень близки к мезоархейским гранитам мокромосковского типа и палеопротерозойским гранитам январского и

краснокутского типа (табл. 15). Главным их отличием является повышенное содержание щелочей (9,3 %) и более высокий коэффициент агапайности (0,7), что позволяет их отнести к субщелочному типу, характерному для гидротермальных средне- и низкотемпературных TR-U-Th месторождений [4].

Для ранних фаз аплит-пегматоидных гранитов Дибровского типа (табл. 15) характерен двуполевошпатовый состав и незначительное преобладание натрия над калием ($K_2O/Na_2O = 0.9$). В породах поздних фаз (пегматиты и аплиты) увеличивается общая щелочность (10,4 %) за счет увели-

Таблица 15. Химический состав пород

Компо-нент	1(69/83)	2(69/94)	3(69/129,4)	4(69/195,3)	5(69/213,5)	6(69/232,5)	7(69/236)	8(69/266,3)	9(69/271,9)	10(69/298)	11(69/381,9)	12(69/400)	13(69/424,5)
SiO ₂	47,81	54,99	70,79	49,43	75,08	63,93	73,05	79,97	84,48	66,74	82,97	78,7	81,98
TiO ₂	1,34	1,24	0,12	0,5	0,02	0,5	0,26	0,39	0,45	0,47	0,33	1,34	0,32
Al ₂ O ₃	15,44	13,99	14,64	6,59	12	15,24	12,86	10,81	7,11	18,41	9,86	8,69	6,21
Fe ₂ O ₃	6,09	1,88	0,02	2,78	0,41	1,16	0,09	0,26	0,04	0,36	0,04	0,74	0,52
FeO	8,76	7,99	1,8	10,63	1,87	5,1	2,3	1,87	2,66	1,22	1,58	3,95	3,59
MnO	0,2	0,16	0,02	0,24	0,02	0,12	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	4,81	3,99	0,41	13,53	0,65	2,93	0,98	0,24	0,24	0,41	0,41	0,41	0,24
CaO	7,08	6,2	1,06	10,97	0,71	1,18	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,1
Na ₂ O	4,1	4	4,22	1,9	5,69	5,1	4,6	1,6	1,9	1,6	1,52	1,42	1,41
K ₂ O	0,8	2	5,65	0,56	2,56	2,46	5,04	2,38	1,9	5,24	2,18	1	2,91
P ₂ O ₅	0,27	0,47	0,21	0,27	0,22	0,3	0,19	0,33	0,35	0,37	0,21	0,89	0,3
H ₂ O	0,56	0,35	0,15	0,45	0,13	0,36	0,16	0,2	0,13	0,59	0,09	0,19	0,24
П.п.п.	2,74	2,35	0,47	2,77	0,3	1,52	0,5	1,48	0,65	4,39	0,4	1,56	1,48
S _{общ}	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,11	0,03	0,33	0,6	0,16	0,02	1,43	0,84
Cl	0,04	0,01	0,16	0,01	0,12	0,28	0,12	0,01	0,12	0,12	0,01	0,01	0,04
F	0,01	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	100,09	99,76	99,76	100,67	99,82	100,3	100,24	99,92	100,68	100,13	99,67	100,38	100,21
Th, г/т	2	13	5	3	6	14	35	241	564	374	82	1560	647
U, г/т	2	7	4	2	16	4	21	45	117	160	10	1600	504
Th /U	1	1,8	1,2	1,5	0,4	3,5	1,7	5,3	4,8	2,3	8,2	0,97	1,2
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	3,1	3,9	4,8	7,5	6,2	4,2	5,7	7,4	11,9	3,6	8,4	9	13,2
K ₂ O+ Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0,3	0,4	0,7	0,4	0,7	0,5	0,7	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,7
Fe ₂ O ₃ / FeO	0,7	0,2	0,01	0,3	0,2	0,2	0,04	0,1	0,01	0,3	0,02	0,2	0,1
K ₂ O/ Na ₂ O	0,2	0,5	1,3	0,3	0,4	0,5	1,1	1,5	1	3,3	1,4	0,7	2,1
K ₂ O+Na ₂ O	4,9	6	9,9	2,5	8,2	7,6	9,6	3,4	3,8	6,8	3,7	2,4	4,3

Примечание. Анализы выполнены в ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины, аналитик А.В. Ренкас.

Продолжение таблицы 15.

Компонент	14(69/432)	15(69/453,8)	16(69/471,3)	17(69/496)	18(69/547,2)	19(69/564,4)	20(69/570,2)	21(69/571)	22(70/57)	23(70/69,8)	24(70/104)	25(70/118)	26(70/139,9)
SiO ₂	62,68	57,84	78,36	81,32	70,34	83,68	67,77	64,5	85,53	75,37	82,97	77,82	81,98
TiO ₂	0,44	0,08	1,24	0,21	0,08	0,33	0,2	0,13	0,12	1,24	0,4	0,04	1,04
Al ₂ O ₃	14,77	12,2	7,55	7,22	14,3	5,01	14,02	5,96	6,85	9,94	8,23	13,31	6,45
Fe ₂ O ₃	0,31	2,01	0,64	0,1	0,1	0,59	0,1	7,73	0,1	2,66	0,27	1,26	1,05
FeO	5,03	10,29	4,6	3,59	1,29	3,66	2,8	13,43	1,01	1,8	1,29	1,94	3,81
MnO	0,12	0,02	0,02	0,06	0,02	0,06	0,02	0,21	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	3,02	0,24	0,16	0,16	0,1	0,16	0,41	2,69	0,16	0,24	0,16	0,1	0,1
CaO	3,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,35	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Na ₂ O	2,45	1,89	1,81	1,66	2,92	1,62	2,82	1,44	1,44	1,44	1,49	1,12	1,66
K ₂ O	4,96	7,42	1,92	4,29	9,86	3,61	10,42	1,98	2,49	1,84	1,89	0,58	1,88
P ₂ O ₅	0,5	0,3	0,95	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	1,25	0,8	0,07	0,18
H ₂ O	0,44	0,2	0,31	0,25	0,16	0,24	0,21	0,22	0,29	0,35	0,31	0,6	0,41
П.п.п.	1,61	1,56	1,52	0,37	0,21	0,3	0,55	1,16	1,44	2,85	1,65	2,41	1,23
Собщ.	0,25	3,54	0,95	0,03	0,02	0,22	0,02	0,02	0,05	1,47	0,2	0,99	0,74
Cl	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
F	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	100,03	97,71	100,18	99,78	99,92	100	99,86	100,15	99,92	100,59	99,8	100,39	100,67
Th, г/т	10	10	1700	980	11	941	53	10	46	3260	915	35	469
U, г/т	4	2	871	266	12	176	50	2	53	1050	1390	67	44
Th /U	2,5	5	1,95	3,7	0,9	5,3	1,1	5	0,9	3,1	0,6	0,5	10,6
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	4,2	4,7	10,4	11,3	4,9	16,7	4,8	10,8	12,5	7,6	10,1	5,8	12,7
K ₂ O+ Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0,5	0,8	0,5	0,8	0,9	1	0,9	0,6	0,6	0,3	0,4	0,1	0,5
Fe ₂ O ₃ / FeO	0,1	0,2	0,1	0,03	0,1	0,2	0,03	0,6	0,1	1,5	0,2	0,6	0,3
K ₂ O/ Na ₂ O	2,0	3,9	1,1	2,6	3,4	2,2	3,7	1,4	1,7	1,3	1,3	0,5	1,1
K ₂ O+Na ₂ O	7,4	9,3	3,7	5,95	12,8	5,2	13,2	3,4	3,9	3,3	3,4	1,7	3,5

Продолжение таблицы 15.

Компонент	27(70/141,4)	28(70/157,2)	29(70/186,4)	30(70/203,7)	31(70/212,8)	32(70/235,7)	33(70/264,5)	34(70/273,5)	35(70/313,7)	36(70/320,5)	37(70/339,5)	38(70/350,9)
SiO ₂	76,6	77,64	75,93	71,85	71,97	86,26	82,99	78,67	81,95	82,87	75,05	82,63
TiO ₂	1,04	1,24	1,71	0,02	1,71	0,24	0,37	1,61	0,52	0,52	0,04	0,84
Al ₂ O ₃	7,24	7,55	6,99	13,21	3,68	5,11	5,28	5,53	6,82	4,14	10,32	5,68
Fe ₂ O ₃	2,97	1,87	3	0,1	4,98	0,1	0,24	3,27	0,61	1,75	0,8	0,44
FeO	2,08	2,37	2,58	1,44	5,6	2,89	4,67	2,51	3,23	3,09	1,94	3,66
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,41	0,1	0,1	0,16	0,1	0,24	0,16	0,41
CaO	0,1	0,1	0,1	0,35	0,35	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,12	0,24
Na ₂ O	2	2	1,64	1,98	1,6	1,6	1,68	1,68	1,8	1,8	2,28	1,8
K ₂ O	2,58	2,24	1,99	9,54	0,9	1,6	2,66	1,26	2,38	1,26	7,96	2,5
P ₂ O ₅	0,5	0,4	0,63	0,25	1,09	0,36	0,43	1,01	0,47	0,62	0,37	0,43
H ₂ O ⁻	0,59	0,52	0,52	0,03	0,4	0,15	0,15	0,21	0,24	0,28	0,18	0,19
П.п.п.	3,37	3,78	3,37	0,89	5,06	1,02	0,63	2,22	0,92	1,99	0,51	0,27
S _{общ}	2,44	1,15	2,44	0,2	4,45	0,05	0,55	2,27	0,82	1,57	1,05	0,98
Cl	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
F	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05	0,02	0,04
Сумма	101,66	101,02	101,06	100	102,24	99,77	100,03	100,7	100,14	100,45	100,83	100,14
Th, г/т	1270	569	2330	42	2750	454	1710	1040	1410	1750	120	1442
U, г/т	1970	637	1160	152	760	59	979	253	328	2570	17	672
Th/U	0,6	0,9	2	0,3	3,6	7,7	1,7	4,1	4,3	0,7	7	2,1
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	10,6	10,3	10,9	5,4	19,6	16,9	15,7	14,2	12	20	7,3	14,5
K ₂ O+ Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0,6	0,6	0,5	0,9	0,7	0,6	0,8	0,5	0,6	0,7	1	0,7
Fe ₂ O ₃ / FeO	1,4	0,8	1,2	0,1	0,9	0,03	0,05	1,3	0,2	0,6	0,4	0,1
K ₂ O/ Na ₂ O	1,3	1,1	1,2	4,8	0,6	1	1,6	0,7	1,3	0,7	3,5	1,4
K ₂ O+Na ₂ O	4,6	4,2	3,6	11,5	2,5	3,2	4,3	2,94	4,2	3,1	10,2	4,3

Окончание таблицы 15.

Компонент	39(70/358,2)	40(70/360,9)	41(74/165-203)	42(74/260,8-263,8)	43(80/163-165)	44(92/219,3-219,7)	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	62,88	45,87	83,26	71,87	71,76	63,86	72,82	74,76	73,08	72,67	67,58	80,66
TiO ₂	0,18	0,1	0,46	0	0,02	0,46	0,17	0,13	0,14	0,10	0,18	0,74
Al ₂ O ₃	17,97	3,67	6,66	12,57	13,71	22,81	14,15	13,85	13,99	13,30	15,09	7,16
Fe ₂ O ₃	1,23	25,67	0,85	0,1	0,1	0,1	0,71	0,36	0,76	0,16	0,54	1,18
FeO	3,23	18,09	2,53	2,58	2,01	0,67	1,3	1,37	1,3	1,99	2,83	2,94
MnO	0,02	0,08	0,02	0,02	0,08	0,02	0,04	0,02	0,06	0,04	0,02	0,02
MgO	0,73	0,57	0,16	0,33	0,24	0,1	0,75	0,32	0,63	0,57	0,29	0,20
CaO	0,24	0,47	0,12	0,35	0,35	0,12	1,59	0,87	1,42	0,53	0,17	0,13
Na ₂ O	2,46	1,9	1,9	2,87	5,38	1,9	3,29	3,11	3,62	4,97	2,30	1,65
K ₂ O	8,36	0,72	2,44	7,89	4	6	4,1	4,32	4,05	4,31	8,08	2,11
P ₂ O ₅	0,25	0,36	0,37	0,25	0,3	0,43	0,03	0,01	0	0,23	0,33	0,53
H ₂ O	0,32	0,19	0,2	0,2	0,19	0,34	0,11	0,06	0,04	0,16	0,25	0,29
П.п.п.	1,67	1,47	0,77	0,6	1,61	3	0,56	0,46	0,46	0,72	1,49	1,7
S _{общ.}	0,02	1,12	0,48	0,05	0,01	0,01	0,07	0,14	0	0,02	0,56	1,04
Cl	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0	0	0,10	0,02	0,02
F	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,62	100,31	100,25	99,79	99,79	99,84	99,69	99,78	99,55	99,88	99,74	100,38
Th, г/т	28	71	780	3	3	30				12	75	1123
U, г/т	14	15	990	34	8	16				12	51	690
Th /U	2	4,7	0,8	0,1	0,4	1,9				1	1,5	1,6
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	3,5	12,5	12,5	5,7	5,2	2,8	5,1	5,4	5,2	5,5	4,5	11,3
K ₂ O+ Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0,6	0,7	0,6	0,8	0,7	0,3	0,5	0,5	0,5	0,7	0,7	0,5
Fe ₂ O ₃ / FeO	0,4	1,4	0,3	0,04	0,05	0,1	0,5	0,3	0,6	0,1	0,2	0,4
K ₂ O/ Na ₂ O	3,4	0,4	1,3	2,7	0,7	3,1	1,2	1,4	1,1	0,9	3,5	1,3
K ₂ O+Na ₂ O	10,8	2,6	4,3	10,8	9,38	7,9	7,4	7,4	7,7	9,3	10,4	3,76

Примечание. 1, 4 – амфиболиты; 2 – мигматизированный амфиболит; 6, 14 – биотитовые плагиогнейсы; 21, 40 – куммингтонит-магнетитовые кварциты; 3, 5, 7, 43 – аплит-пегматоидные двуполевошпатовые граниты; 10, 15, 18, 20, 30, 37, 42 – пегматиты; 39, 44 – аплиты турмалинсодержащие; 8, 9, 11–13, 16, 17, 19, 22–29, 31–36, 38, 41 – вторичные кварциты; 45 – средний состав гранитов анадольского комплекса Январский и Синегорский массивы [9]; 46 – средний состав гранитов краснокутского типа [9]; 47 – средний состав гранитов мокромосковского типа [9]; 48 – средний состав аплит-пегматоидных двуполевошпатовых гранитов Дибровского типа (4 ан.); 49 – средний состав пегматитов и аплитов Дибровского типа (9 ан.); 50 – средний состав вторичных кварцитов Дибровского типа (24 ан.).

чения количества калия при процессах микроклинизации ($K_2O/Na_2O = 3,5$). При процессах кислотного выщелачивания аплитов и пегматитов, из последних выносятся щелочи, магний и железо (за счет серицитизации биотита), которые фиксируются в виде маломощных жильных тел, сложенных на 70-80 % биотитом, в котором установлены повышенные содержания лития и фтора. Титан при разрушении биотита фиксируется во вторичных кварцитах в виде рутила, по которому развивается браннерит. Устанавливается прямая корреляционная связь между содержаниями U и Th, степенью кремнекислотности (SiO_2/Al_2O_3), железистости (Fe_2O_3/FeO) и содержанием TiO_2 в рудоносных вторичных кварцитах.

ВЫВОДЫ

1. В результате минералого-петрографических исследований показано, что так называемая дибровская свита не является метатеригенным образованием. Об этом свидетельствует ее локальное распространение только в северной части Дибровского гранитного купола и отсутствие в ее составе гетерогенных кластогенных обломков.

2. Результаты изучения газово-жидких включений в кварце из пегматитов и развивающихся по ним вторичным кварцитам свидетельствуют о генетическом родстве этих типов пород.

3. Изотопно-геохимические исследования монацитов и цирконов из гранитов, пегматитов и вторичных кварцитов указывают на их мезоархейский возраст и эволюционную последовательность их образования среди вмещающих метаморфических осадочно-вулканогенных пород палеоархейской кайинкулакской толщи, выполняющих Дибровскую брахисинклинальную структуру.

4. В результате рудно-минералогических исследований установлен полистадийный и регенерационный характер минеральных ассоциаций от высокотемпературных к низкотемпературным: (циркон + монацит) – рутил – (настуран + браннерит) – молибденит – пирит-1 – (пирротин + самородный висмут + висмутин) – (пирит-2 + галенит + халькопирит + сфалерит).

5. По петрохимическим особенностям аплит-пегматитоидные граниты Дибровского типа очень близки к мезоархейским гранитам мокромосковского типа и палеопротерозойским гранитам январского и краснокутского типа. Главным их отличием является повышенное содержание щелочей (9,3 %) и более высокий коэффициент алкальности (0,7), что позволяет их отнести к субщелочному типу, характерному для гидротермальных средне- и низкотемпературных TR-U-Th месторождений.

6. Характерными сопутствующими элементами-индикаторами TR-U-Th оруденения в породах Дибровского месторождения являются Nb, Pb, Mo, Bi, Cu, Zn и Sn, которые в гранитах, аплитах, пегматитах и вторичных кварцитах в десятки раз превышают кларк для пород Приазовского мегаблока УЩ.

7. Таким образом, процесс образования Дибровского TR-U-Th месторождения нам представляется следующим. В результате магматической дифференциации аплит-пегматитоидных гранитов происходит накопление редкоземельных элементов, урана и тория в остаточных расплавах, обогащенных кремнеземом, щелочами и летучими, из которых формируются

жильные тела турмалинсодержащих аплитов и пегматитов. Главная масса указанных элементов сконцентрирована в аксессуарных минералах – цирконе и монаците. На постмагматическом этапе в условиях резкого падения давления в условиях открытой трещинной тектоники происходит понижение температур и резкое увеличение кислотности остаточных растворов. Под влиянием этих растворов происходит кислотное выщелачивание пегматитов и аплитов, формирование по ним рудоносных вторичных кварцитов. Обычно вторичные кварциты характерны для приповерхностных условий, когда температурные градиенты вблизи контактов магматических тел наиболее значительны и, кроме того, возможно окисление постмагматических газов кислородом, проникающим с поверхности, с переходом слабой сероводородной кислоты в сильную серную. Такие процессы окисления очень характерны для Дибровского месторождения, с чем свидетельствуют широко развитые во вторичных кварцитах процессы сульфидизации и аргиллизации с образованием каолинита. Месторождения, связанные с вторичными кварцитами могут рассматриваться как аналоги грейзеновых месторождений, образовавшихся в близповерхностных условиях.

Приведенные выше минералого-петрографические и изотопно-геохимические данные показывают, что впервые для докембрия УЩ установлен новый генетический тип комплексного TR-U-Th оруденения в мезоархейских гранитоидах западной части Приазовского мегаблока, связанный с формацией вторичных кварцитов. Месторождение приурочено к экзоконтактовой части слабозродированного гранитного массива, имеющего штокообразную форму с крутыми контактами и овальным поперечным сечением. Рудные тела расположены в северной части массива и приурочены к контролирующим их кольцевым разломам, образующимся в процессе остывания гранитной магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины // Под ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. - К.: Наук. думка, 1995. - 396 с.
2. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Объяснительная записка к комплекту карт М 1 : 1000000. Кн. II. - Киев-1984. - 97 с.
3. Кичурчак В.М., Бойко А.З., Берзенин Б.З. О разрезе сачкинской свиты центрально-приазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье) // Геол. журн. - 1991, № 4. - С. 101-107.
4. Невский В.А. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. - М.: Атомиздат, 1972. - 408 с.
5. Переверзев С.И., Лазаренко Е.Э. Петрохимические и геохимические особенности гранитоидов Западно-Приазовского района // Геол. журн. - 1990, № 3. - С. 41-51.
6. Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Паталаха М.Е., Ващенко В.П., Бондаренко І.М. Новый рудопроєв калій-уранової формації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) // Мінерал. журн. - 2006. - 28. - №4. - С. 59-75.
7. Сьомка В.О., Іванов Б.Н., Пономаренко О.М., Бондаренко С.М., Щербак Д.М. Петрогеохімічні особливості рідкісноземельно-торій-уранових пегмати-

тів центральної частини Українського щита і проблеми їх генезису // Мінерал. журн. – 2008. –30, №1. – С. 94-103.

8. Сёмка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н. Новый генетический тип редкоземельно-уранового оруденения в Украинском щите // Тез. докл. междунар. науч.-практ. конф. “Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение” (Уран-2009), 15-17 сент. 2009. – Киев, 2009. – С. 76-78.

9. Щербак І.Б. Петрологія Українського щита. – Львів: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.

РЕЗЮМЕ

Вперше для докембрію Українського щита встановлений новий генетичний тип комплексного TR-U-Th зруденіння в мезоархейських гранітоїдах західної частини Приазовського мегаблоку, що пов'язані з формацією вторинних кварцитів. Родовище приурочено до екзоконтактової частини слабоеродованого гранітного масиву, що має штокоподібну форму з крутими контактами і овальним поперечним перетином. Рудні тіла розташовані в північній частині масиву і приурочені до контролюючих їх кільцевих розломів, що утворюються в процесі охолодження гранітної магми. Встановлений полістадійний і регенераційний характер рудних асоціацій від більш високотемпературних до низькотемпературних: (циркон+монацит) – рутит – (настуран+браннерит) – молібденіт – пірит-1 – (піротин+самородний вісмут+вісмутин) – (пірит-2+галеніт+халькопірит+сфалерит). За петрохімічними

особливостями апліт-пегматоїдні граніти Дібровського типу відносяться до сублужного типу, що характерний для гідротермальних середньо- та низькотемпературних TR-U-Th родовищ.

SUMMARY

A new genetic type, which related with secondary quartzite, of complex TR-U-Th ores in Middle Archaean rocks on edge part of the Azov Domain has been first defined. Deposit is related with exocontact part of stock-like granite slightly eroded massif which has steeply pitching contacts and oval plan. Ore bodies are in northern part of the massif. They are related with circle-plan faults being formed during granite magma's cooling process. Multistage and regenerative nature of ore associations from high- to low-temperature has been determined: (zircon+monazite) - rutile - (nasturanium+brannerite) - molibdenite - pirite-1 - (pirotine+native bismuth+bismuthine) - (pirite-2+galenite+halkopirite+sphalerite). On petrochemical characteristics the aplite-pegmatoid granite from the Dibrov location belongs to subalkaline type rock. This type is specific one for middle- and low-temperature TR-U-Th deposits of hydrothermal genesis.

*Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ*

pan@igmr.relc.com

Поступила в редакцію 05.01.2010

УДК 552.513 + 553.86 (477.42)

Л.В. ШУМЛЯНСЬКИЙ, О.В. МИТРОХІН

U-Pb ІЗОТОПНИЙ ВІК ЦИРКОНІВ, ВИЛУЧЕНИХ З ВІДКЛАДІВ ПУГАЧІВСЬКОЇ ТОВЩІ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

В статті наведено результати дослідження U-Pb ізотопної системи в цирконах, виділених з метасіковиків пугачівської товщі, розкритих кар'єром в с. Слобідка. Біля половини кристалів циркону кристалізувались в інтервал часу, який відповідає часу формування Коростенського плутону (1800-1740 млн рр.), хоча поодинокі кристали виявились більш молодими – до 1702 млн рр. тому. Решта кристалів циркону виявилась кластогенними. Більшість з них дали конкордантні або близькі до них результати, вік яких значно варіює – від 2400 до 1868 млн рр. Одне сильно дискордантне зерно має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік в 2933 млн рр. Віковий розподіл кластогенних цирконів в пісковиках пугачівської товщі наближується до того, що спостерігається в цирконах, виділених з пісковиків білокоровицької світи. Беручи до уваги літологічний та мінеральний склад порід пугачівської товщі, їх геологічне положення та характер розподілу віків кластогенних цирконів, припускається, що породи пугачівської товщі є аналогами відкладів топільнянської серії, які вивозять Білокоровицьку западину.

ВСТУП

Згідно із чинною стратиграфічною схемою [5], до складу пугачівської товщі відносять метасіковики та сланці, що у вигляді ксенолітів (іноді доволі великих розмірів – до сотень метрів в перетині) зустрічаються серед порід Коростенського плутону. Втім, на думку багатьох авторів (див., зокрема, [2, 4]), не меншим розвитком у складі цієї товщі користуються і ефузивні породи різноманітного складу. Так, В.П. Бухаревим та В.Д. Полянським [2] в Жеревецькому кар'єрі, який розкриває віднесені до утворень крайової фації рапаківіподібних гранітів Коростенського

плутону так звані дівлінські граніт-порфіри, описані останці, серед яких переважають ефузивні породи типу андезитових порфіритів. Згідно з описом цих авторів, останці порфіритів являють собою чорні тонко-дрібнозернисті породи з численними, різними за формою (округлими, брусковидними, овальними) вкрапленнями плагіоклазу розмірами від декількох мм до 5-7 см. Подекуди за текстурними ознаками ці породи нагадують еруптивну брекчію. Також вказаними авторами описано крупний (до 8 м в поперечнику) останець пісковика, який вміщував дайкоподібне тіло андезитового порфіриту потужністю до 2 м.

© Л.В. Шумлянський, О.В. Митрохін, 2010