



Научная статья
УДК 550.8: 552.08: 550.4

Лицевское рудопроявление урана (арктическая зона Фенноскандинавского щита): новые результаты петрофизических и геохимических исследований

В.Л.ИЛЬЧЕНКО¹, Е.Н.АФАНАСЬЕВА², Т.В.КАУЛИНА¹✉, Л.М.ЛЯЛИНА¹, Е.А.НИТКИНА¹, О.Д.МОКРУШИНА¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Ильченко В.Л., Афанасьева Е.Н., Каулина Т.В., Лялина Л.М., Ниткина Е.А., Мокрушина О.Д. Лицевское рудопроявление урана (арктическая зона Фенноскандинавского щита): новые результаты петрофизических и геохимических исследований // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 393–404. DOI: 10.31897/PMI.2022.44

Аннотация. Проведены минералогические, петрофизические и геохимические исследования для определения последовательности и условий формирования урановой минерализации в пределах Лицевского рудопроявления (Кольский регион). Минералогические исследования показывают следующую последовательность образования рудных минералов: уранинит – сульфиды – уранофан, коффинит, настурит. Выявлены две стадии урановой минерализации: Th-U (1,85-1,75 млрд лет) и U (400-300 млн лет). Распределение физических свойств пород на участке согласуется с наличием двух временных этапов в формировании оруденения с разным распределением и формой нахождения урана в породах. Фактором, снижающим анизотропию пород, являются процессы мигматизации и гидротермальной рудной минерализации, заливающей поры и трещины. Флюидные включения в кварце, изученные методами микротермометрии и КР-спектроскопии, содержат газовые, газово-жидкие и водные включения разной солености (1,7-18,4 мас. % NaCl-экв.). Согласно температурам гомогенизации включений в жидкую фазу, температура палеопротерозойского и палеозойского этапов урановой минерализации на Лицевском рудопроявлении составляет ~ 300 и 200 °C соответственно. Корреляции пространственного распределения показателя упругой анизотропии с повышенным радиоактивным фоном позволяет использовать этот петрофизический признак в качестве одного из прогнозных критериев уранового и комплексного уранового оруденения при проведении прогнозных на уран работ.

Ключевые слова: урановые рудопроявления; Лицевский район; физические свойства горных пород; урановые минералы; флюидные включения; Rb-Sr датирование

Благодарность. Работа выполнена в рамках государственного задания ГИ КНЦ РАН, тема НИР № АААА-А19-119100290148-4 (FMEZ-2022-0025) с использованием оборудования ресурсного центра «Гео-модель» научного парка Санкт-Петербургского государственного университета.

Поступила: 24.02.2022 Принята: 25.05.2022 Онлайн: 26.07.2022 Опубликована: 26.07.2022

Введение. Кольский регион, расположенный в арктической зоне Фенноскандинавского щита, включает в себя несколько объектов с высоким урановым потенциалом [1-3], одним из которых является Лицевский уранорудный район в северо-западной части Мурманской обл. [4, 5]. Данный район был выделен А.В.Савицким к северу от палеопротерозойской Печенгской структуры, поскольку работами ПО «Невскгеология» и ВСЕГЕИ было выявлено два рудопроявления (Лицевское и Береговое) и большое число (примерно 40) проявлений уранового (в том числе комплексного) оруденения [2, 4, 5]. Лицевский рудный район расположен на пересечении нескольких разломных зон с различной пространственной ориентировкой, а его структура характеризуется сложным мозаично-блочным строением [6] (рис.1).

Лицевский рудный район, как и северо-восточная часть Фенноскандинавского щита, характеризуется проявлением процессов карельской тектоно-термальнойprotoактивизации и палеозойской тектоно-магматической активизации [7, 8]. Под влиянием этих процессов в ме-

таморфических породах фундамента возникли метаморфогенно-метасоматические рудообразующие системы разной продуктивности. Выделены четыре типа урановой и сопутствующей минерализации разного возраста [5] (рис.1).

Цель работы – исследование наиболее крупного в районе Лицевского рудопроявления, расположенного в зоне экзоконтакта лебяжинского массива, входящего в состав комплекса лицко-арагубских гранитоидов. На рудопроявлении были отобраны образцы горных пород для проведения исследований различных видов: определение физических свойств, структурного распределения и последовательности образования урановых минералов в породе; определение состава флюидных включений в кварце; Rb-Sr датирование пород и минералов. Выявление петрофизических аномалий и определение их природы на основе петрофизического изучения вмещающих горных пород на урановых месторождениях определяется необходимостью поиска скрытых рудных тел [9-11]. Комплексный анализ разнотипной информации по одному и тому же объекту ранее был успешно применен исследователями из ИГЕМ РАН и ОИЯИ [12-14].

Геология Лицевского рудопроявления. Лицевское урановое рудопроявление является наиболее крупным объектом в Лицевском районе (рис.1). Открыто в 1962 г. и в 1973-1974 гг. разведывалось ПО «Невскгеология». В пределах Лицевского рудопроявления проводился большой объем комплексных разведочных геолого-геофизических работ (в том числе проведение расчисток, проходка канав и бурение скважин). Рудопроявление расположено в северо-западном экзоконтакте Лебяжинского массива гранитоидов, на пересечении Лицевского и Чептъярского разломов, в смятых в субмеридиональные складки мигматизированных гнейсах кольской серии (рис.2). Складки секутся разнорасположенными тектоническими разломами, выполненными ката-клизитами и брекчиями [4]. В пределах Лицевского рудопроявления выявлено два типа минерализации: Th-U – в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах (1,85-1,75 млрд лет); U – в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах (400-300 млн лет). Эти типы минерализации проявлены в основном в осевой части Лицко-Арагубской тектонической зоны северо-восточного простирания (рис.1).

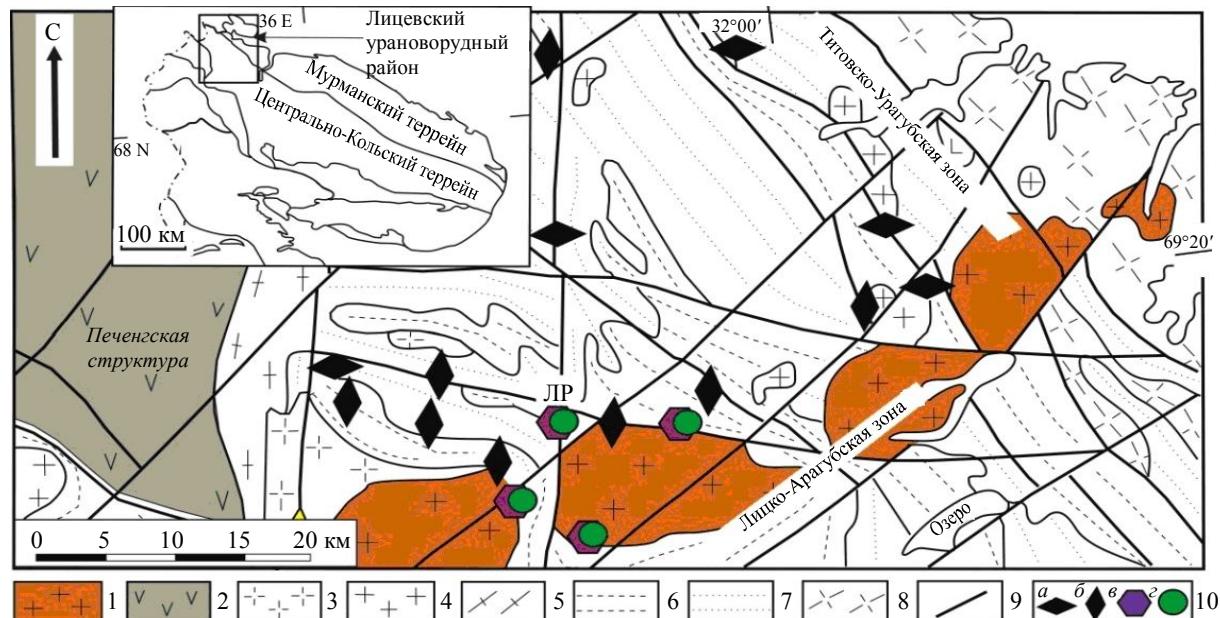


Рис.1. Фрагмент карты Лицевского района с разными типами урановой минерализации [4]

1-3 – нижний протерозой: 1 – граниты-гранодиориты лицко-арагубского комплекса; 2 – вулканогенно-осадочные породы печенгской серии; 3 – граниты каскельярского комплекса; 4-8 – верхний архей: 4 – граниты вороньинского комплекса, 5 – диориты-плагиограниты пороярвинского комплекса; 6, 7 – гнейсы кольской серии: 6 – амфибол-биотитовые, 7 – глиноземистые и гранат-биотитовые; 8 – нижний архей: тоналиты и плагиограниты; 9 – разломы; 10 – типы уранового оруденения: *a* – REE-Th-U в пегматитовых гранитах и кварц-плагиоклазовых метасоматитах; *b* – U в хлорит-альбитовых метасоматитах и альбититах; *c* – Th-U минерализация в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах (1,85-1,75 млрд лет); *d* – U минерализация в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах (400-300 млн лет); ЛР – Лицевское рудопроявление



Лицевское рудопроявление считается наиболее значимым с прогнозными ресурсами по Р₁ 2869 т (по данным ГП «Невскгеология» [5]). Согласно классификации [15, 16], Лицевское рудопроявление по генезису относится к эндогенным, гидротермально-метасоматическим, приуроченным к областям тектоно-магматической активизации докембрийских щитов; геолого-промышленный тип – жильно-штокверковый. Примерами подобных рудных объектов являются месторождения Мичуринское, Ватутинское и Желтореченское на Украине [7]. Близкое положение по этой классификации занимает тип Au-U месторождений в долгоживущих разломах областей мезозойской тектоно-магматической активизации [17].

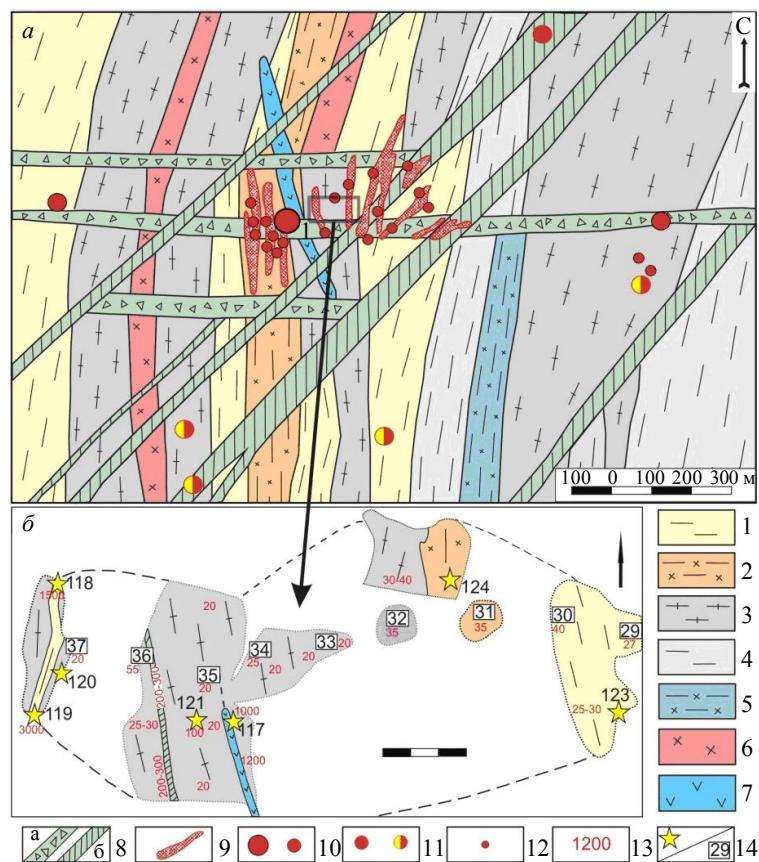
Исследователями [5] на Лицевском рудопроявлении было выявлено несколько типов радиоактивных аномалий, возможно, отвечающих различным стадиям обогащения пород ураном.

•Аномалии, связанные с мигматизацией, наблюдались во вмещающих гнейсах, мигматизированных в разной степени. Максимальную радиоактивность (до 1500 мкР/ч) проявляют дислоцированные биотитовые гнейсы с радиационным фоном ~ 30-40 мкР/ч (в среднем). Радиоактивность кварц-полевошпатовых гнейсов < 20 мкР/ч.

•Аномалии, связанные с мафитовыми дайками. Мелкозернистые мафитовые дайки северо-западного простирания (345-350°) до 40 м длиной и 0,2-2 м мощности смещены северо-восточными разломами (рис.2, а). Контакты даек с вмещающими гнейсами расланцованны, окислены и аномально радиоактивны – 250-400 (до 1200) мкР/ч.

•Аномальная радиоактивность связана с настурановыми прожилками в кварц-мусковитовых крупнозернистых жилах северо-восточного простирания (60°) и субвертикального падения, которые секут биотитовые гнейсы. Кварц-мусковитовые жилы шириной 20-30 см и длиной до 20 м не являются радиоактивными. Настурановые прожилки имеют мощность до 2 см и радиоактивность > 3000 мкР/ч, расположены в срединных частях кварц-мусковитовых жил и имеют ту же пространственную ориентировку.

Урановое оруденение контролируется зонами дробления и интенсивной тектонической трещиноватости. В пределах этих зон широко развиты альбит-гидрослюдисто-хлоритовые метасоматиты. Зоны эпигенетически преобразованных пород достигают мощности 40-50 м. Рудные тела залегают в метасоматитах в виде полYGONАКЛОННЫХ линз и штокверков на глубинах 60-150 м, иногда прослеживаются до глубины 250 м. Протяженность рудных тел составляет от первых метров до десятков, мощность варьирует от первых сантиметров до 30-40 м. Содержание U в рудных залежах 0,01-0,4 %, Th – 0,005-0,01 %. Отмечаются аномальные концентрации Pb (до





0,2 %), Cu (до 0,03 %), Ni, Co и Cr (до 0,01 % каждого). В повышенных концентрациях присутствуют V, Ag, Zn, Be и Li [4].

Урановые минералы представлены настураном, коффинитом, уранинитом, браннеритом. Среди акцессорных минералов встречаются флюорит, апатит и циркон, также обнаружены гидроокислы и вторичные силикаты урана. В ассоциации с первичными урановыми минералами отмечены пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и галенит.

Возраст ранней урановой минерализации (1,85-1,75 млрд лет) определен U-Pb методом по ураниниту [4]. Дайка основного состава, датированная Rb-Sr методом, с возрастом около 1 млрд лет, содержит браннерит и REE-U минералы [5]. Исследуемый район испытал несколько этапов тектоно-магматической активизации, причем поздние этапы (здесь – палеозойский) отличаются более высокими уровнями накопления и концентрации рудного вещества. Датирование по настурану U-Pb ID-TIMS методом показало возраст 370 ± 20 млн лет [4], а SIMS методом – 455 ± 6 млн лет [5]. Температура образования альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитов по [18, 19] составляет 220-280 °С.

Полевыми работами 2018 г. на рудопроявлении Лицевское были закартированы выходы коренных горных пород, вскрытых расчистками. Фоновые значения радиоактивности пород составляют 20 мкР/ч, но были установлены радиоактивные аномалии до 3000 мкР/ч, что на порядки превышает фоновые значения (рис.2, б). Из обнажений отобраны пробы на петрофизические исследования и геохимический анализ, по этим же образцам проводилось изучение флюидных включений в кварце и минералогические исследования.

Методология. Для петрофизических измерений на Лицевском рудопроявлении были отобраны пространственно ориентированные образцы вдоль профиля из девяти точек. В двух точках (29 и 31) взято по два образца с разной степенью мигматизации для оценки влияния процесса мигматизации на физические свойства пород. Шаг отбора петрофизических проб около 10 м. Петрофизический состав пород изучен в шлифах. Из отобранных проб были выпилены образцы в форме куба с длиной ребра 25-30 мм (с сохранением пространственной ориентировки). Границы кубиков были пронумерованы: направления 1 и 2 – север и восток соответственно, направление 3 – вертикаль. Скорость распространения продольных волн V_p измерялась в трех направлениях куба (1-3) с помощью ультразвукового прибора ГСП УК-10ПМС. Показатель (индекс) упругой анизотропии для образцов вычислен из скоростей распространения в них ультразвуковых продольных волн (V_1 , V_2 , V_3) в трех ортогональных направлениях по формуле

$$A = 1/V_{cp} ((V_1 - V_{cp})^2 + (V_2 - V_{cp})^2 + (V_3 - V_{cp})^2)^{0,5} \cdot 100 \%,$$

где $V_{cp} = (V_1 + V_2 + V_3)/3$ – средняя скорость распространения продольных волн в образце.

Как показали ранние исследования [20] индекс упругой анизотропии A , вычисленный из скоростей распространения продольных волн, состоит в прямой корреляции с показателем упругой анизотропии. Этого параметра вполне достаточно для предварительной оценки тектонофизической ситуации. Плотность образцов определена методом гидростатического взвешивания.

Определение минеральных фаз проводилось в полированных препаратах полуколичественным методом на электронном сканирующем микроскопе LEO-1450, Carl Zeiss AG с энергодисперсионной приставкой XFlash-5010 Bruker Nano GmbH в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты).

Флюидные включения в кварце изучались методами оптической микроскопии, микротермометрии и КР-спектроскопии (Раман-спектроскопии). Термометрическое изучение включений проводилось в ГИ КНЦ РАН с использованием термокамеры Linkam THMSG-600, работающей в диапазоне температур от -196 до $+600$ °С. Охлаждение происходило с помощью подачи азота. Погрешность измерения температуры замораживания и нагревания составляла $\pm 0,1$ и ± 1 °С. Изменения температуры контролировались с помощью программного модуля Linksys 32. Визуальный контроль фазовых превращений проводился на микроскопе JENAVAL Carl Zeiss (Германия) с длиннофокусным объективом Olympus 50х. Состав основных элементов и соленость водных включений были оценены по температуре эвтектики и таяния последнего кристаллика льда (T_{mice}) соответственно [21].

Рамановские спектроскопические измерения проводились на приборе Horiba LabRAM HR 800 в ресурсном центре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета. Для



анализа использовался лазер Ar+ 514,5 нм с выходной мощностью 75 мВт. Спектры в диапазоне 100-4200 см^{-1} регистрировались с помощью CCD-детектора. Дифракционная решетка 1800 штр/мм, спектральное разрешение 1,5-2,2 см^{-1} , точность волнового числа $\pm 1 \text{ см}^{-1}$. В зависимости от размера и глубины нахождения флюидного включения в кварце время накопления подстраивалось в ходе измерений от минимальных (25 с/спектральное окно) до максимальных значений (400 с/спектральное окно). Для калибровки использовались кремний с частотой колебания 520,7 см^{-1} и ртуть из люминесцентной лампы с диагностической линией 1122,5 см^{-1} .

Датирование пород и минералов Rb-Sr методом выполнялось в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов в ГИ КНЦ РАН [22]. Содержания Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления. Измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1201Т в одноленточном режиме на tantalовых лентах. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к рекомендованной величине NISTSRM-987, равной $0,71034 \pm 0,00026$. Погрешности определения изотопного состава Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) не превышали $\pm 0,04\%$ (2σ), определение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений $\pm 0,5\%$; точность определения концентраций Rb и Sr составляла $\pm 1,0\%$; холостое загрязнение по Rb равнялось 2,5 нг, по Sr – 1,2 нг.

Результаты исследований. Основные типы пород, выявленные в результате петрографического изучения, представлены биотитовыми гнейсами, гнейсогранитами и секущими их кварцевыми жилами. Пробы на минералогические и изотопно-геохимические исследования (118-1, 118-2, 119-1) отобраны из биотитовых гнейсов с высоким радиоактивным фоном 1500-3000 мкР/ч (рис.2, б). Состав пород, %: Pl 40-45, Qz 25-30, Mc 7-10, Bt 5-7, Ms < 1. Преобладающая структура – лепидогранобластовая и гранобластовая. Пробы 117-1, 117-2, 120-1 и 121-1 отобраны из гнейсогранитов с варьирующим радиоактивным фоном от 20 до 100 мкР/ч (1000 мкР/ч на контакте с дайкой габбро-долеритов). Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены, %: Qz 40-45, Mc 30-55, Pl ~25, Ms 1-2, рудным минералом. Проба 119-2 взята из мономинеральной кварцевой жилы с радиоактивностью более 1000 мкР/ч . Вторичные изменения в гнейсах вызваны процессами альбитизации, хлоритизации и серицитизации.

Физические свойства (ρ , A_p) образцов пород. Образцы для петрофизических исследований были отобраны: из биотитовых гнейсов, мигматизированных в разной степени (образцы 29-30); биотитовых гнейсов на границе с пегматоидными гранитами (образцы 31-1 и 31-2); микроклинового гранита (образец 32); плагиогранитов (образцы 33-37) (рис.2, б). Все образцы исследованной коллекции петрографически относятся к гранитоидам, а их плотность находится в соответствии со справочными данными – $2,65 \pm 0,1 \text{ г/см}^3$ (рис.3, табл.1).

Результаты исследования физических свойств пород и их сравнение с данными радиометрических измерений по профилю на урановом рудопроявлении Лицевское позволяют выделить два участка, на одном из которых максимальные значения упругой анизотропии совпадают с породами с повышенной радиоактивностью, а на другом – наоборот. Мигматизированные биотитовые гнейсы и гнейсы на границе с пегматоидными гранитами в восточной части участка проявляют понижение показателя анизотропии при повышении радиоактивного фона. В плагиогранитах из западной части повышение показателя анизотропии сопровождается повышением радиоактивного фона (рис.3).

При сравнении парных образцов, выпиленных из одного куска горной породы (проба № 29: кубики 29-1 и 29-2, проба № 31: кубики 31-1 и 31-2) (табл.1), сделан вывод: изменение пород вследствие их частичного плавления (с развитием мигматитов и пегматитов) меняет первичные упругие свойства (V_{cp}) и плотность стати-

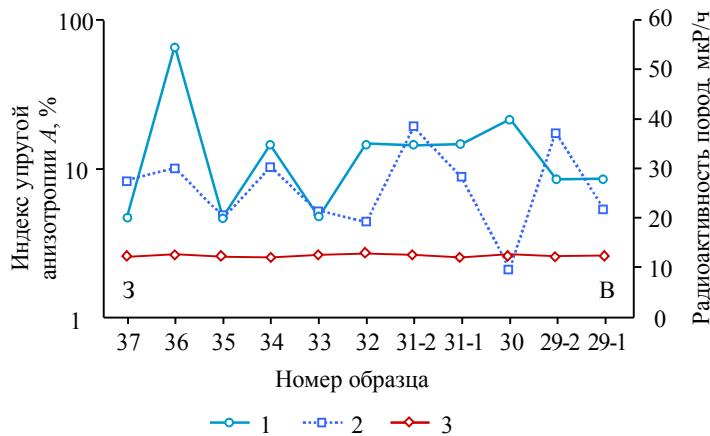


Рис.3. Физические свойства образцов вдоль профиля через участок работ (З – западный край профиля, В – восточный край)

1 – радиоактивность, мкР/ч ; 2 – A , %; 3 – ρ , г/см^3



стически незначимо [23], но способно приводить к заметным вариациям показателя упругой анизотропии (рис.3). Плавление пород (высокая температура) залечивает ту систему трещин, наличие которой обусловливает эффект упругой анизотропии горных пород.

Таблица 1

Физические свойства образцов горных пород рудопроявления Лицевское

Образец	Горная порода	Плотность ρ , г/см ³	Скорость продольных волн V_1 ; V_2 ; V_3 , км/с	$V_{\text{ср}}$, км/с	Индекс упругой анизотропии A , %	Показание радиометра в точке отбора, мкР/ч
29-1	Биотитовый (Bt) гнейс мелкозернистый, мигматизированный	2,62	3,78; 3,68; 3,51	3,66	5,28	25-28
29-2	Bt-гнейс мелкозернистый, слабомигматизированный	2,59	4,16; 3,96; 4,01	4,04	17,11	25-28
30	Bt-гнейс, разнозернистый, мигматизированный	2,59	4,18; 4,08; 4,07	4,11	2,09	40
31-1	Пегматоидный плагиогранит	2,64	3,54; 4,00; 3,84	3,79	8,71	30-40
31-2	Bt-гнейс из контакта с пегматитовой жилой	2,66	4,36; 4,24; 4,08	4,23	19,51	30-40
32	Bt-микролиновый гнейсогранит	2,71	3,70; 3,77; 3,93	3,80	4,39	30-40
33	Bt-плагиогнейсогранит среднозернистый	2,63	3,99; 3,89; 3,71	3,86	5,17	20
34	Bt-плагиогнейсогранит мелко-среднозернистый	2,54	3,91; 4,49; 4,01	4,14	10,59	20-30
35	Bt-плагиогранитогнейс среднекомпактный, мигматизированный	2,56	4,22; 4,20; 3,97	4,13	4,76	20
36	Bt-плагиогранитогнейс среднекомпактный, мигматизированный	2,64	3,85; 3,71; 3,37	3,64	10,05	50-60
37	Bt-плагиогранитогнейс среднекомпактный, мигматизированный	2,60	4,23; 3,77; 4,07	4,02	8,22	20

Урановые и урансодержащие минералы. Урановая минерализация была изучена в пластинках пород, подготовленных для дальнейшего изучения флюидных включений в кварце (рис.4, 5). Рассмотрены две пробы биотитовых гнейсов: 118-1 с содержанием U – 515 и Th – 7,5 г/т; 119-1 с содержанием U – 3,6 и Th – 1,8 г/т. Обе пробы отобраны из участков гнейсов с высоким радиоактивным фоном (1000 и 3000 мкР/ч) (см. рис.2, б).

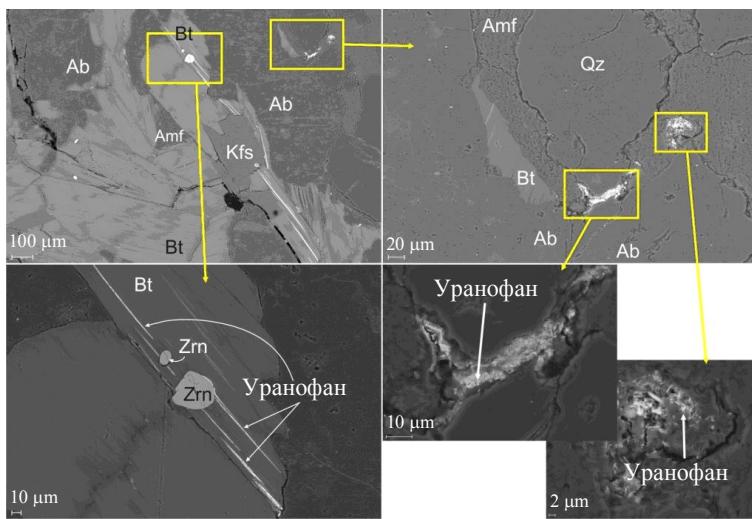


Рис.4. Развитие уранофана по границе зерен и по спайности пластинок биотита, пробы 118-1 (фото SEM, BSE)

Amf – амфибол; Ab – альбит; Kfs – калиевый полевой шпат; Qz – кварц; Zrn – циркон; Bt – биотит [24]

В пробе 118-1 из урансодержащих минералов отмечены циркон и Се-монацит с включениями торита, заключенные в биотите и плагиоклазе. Урановые минералы представлены уранофаном, который развивается по спайности биотита или вокруг зерен кварца (рис.4).

В пробе 119-1 урановая минерализация тесно связана с сульфидной. Вокруг зерен халькопирита развиваются уранофан и коффинит, также уранофан развивается по границе зерен кварца. Этот процесс широко проявлен, поскольку петрографическими наблюдениями отмечены тонкие светло-голубые каймы вокруг большинства зерен кварца. По спайности



биотита развивается браннерит (рис.5). Встречаются циркон и казолит, приуроченные к зернам биотита.

Флюидные включения в кварце. Детальное петрографическое изучение зерен кварца в полированных с двух сторон пластинах позволило выделить при комнатной температуре четыре вида первичных и первично-вторичных включений (рис.6), которые можно разделить следующим образом: тип I – газовые включения; тип II – двухфазные газово-жидкие включения (ГЖВ), содержащие 5-20 об.% газа; тип III – двухфазные ГЖВ, содержащие 30-70 об.% газа; тип IV – водные включения.

Газовые включения имеют округлую форму и малые (до 5 мкм) размеры. Встречаются в составе цепочек включений, пересекающих в различных направлениях зерна кварца. Форма включений типа II разнообразна, размер варьирует от 15 до 35 мкм, газовый пузырек нередко подвижен. Могут располагаться одинично и скоплениями. Включения типа III имеют округлую вытянутую форму (размер 10-30 мкм). Чаще всего встречаются в составе группы с включениями других типов. Включения типа IV редко встречаются. Единичные вакуоли неправильной угловатой формы размером 10-20 мкм можно обнаружить в ассоциации с включениями других типов. В рамках работы были изучены наиболее часто встречающиеся типы включений (II и III).

Анализ КР-спектров, полученных для ГЖВ в кварце, позволил установить, что жидкую фазу обоих типов включений представлена водным раствором разной солености, на что указывает различная форма характерных пиков воды в области 3000-3700 cm^{-1} [25]. В спектрах газовой фазы включений были обнаружены пики, характерные для молекулярных кислорода (пик 1550 cm^{-1}) и водорода (пики 586 и 4126, 4143, 4154, 4161 cm^{-1}) [26]. Наличие других газов не обнаружено. Включения типа II характеризуются более высоким содержанием кислорода, чем включения типа III. Соотношение газов в смеси составляет 40 об.% O_2 к 60 об.% H_2 во включениях II типа и 15 об.% O_2 к 85 об.% H_2 во включениях III типа.

Проведенные криотермические эксперименты позволили установить T_{mice} и соленость растворов жидкой фазы включений. Для включений II типа T_{mice} меняется в пределах от -9,8 до -14,7 $^{\circ}\text{C}$, что соответствует солености 13,72-18,4 мас.% NaCl-экв [27]. Для включений III типа T_{mice} находится

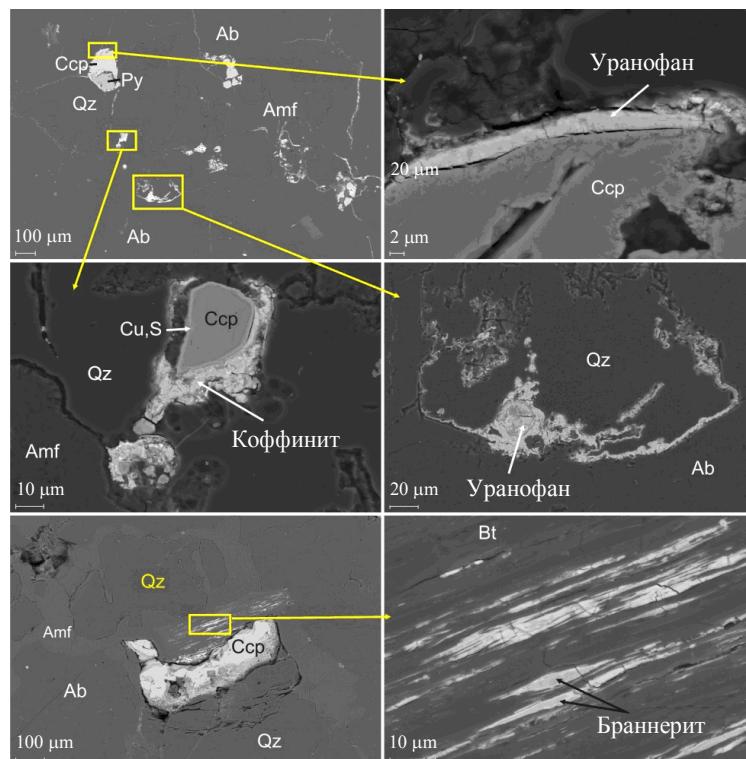


Рис.5. Сульфидная и урановая минерализация в пробе 119-1
(фото SEM, BSE)
Amf – амфибол; Ab – альбит; Bt – биотит; Qz – кварц;
Ру – пирит; Ccp – халькопирит

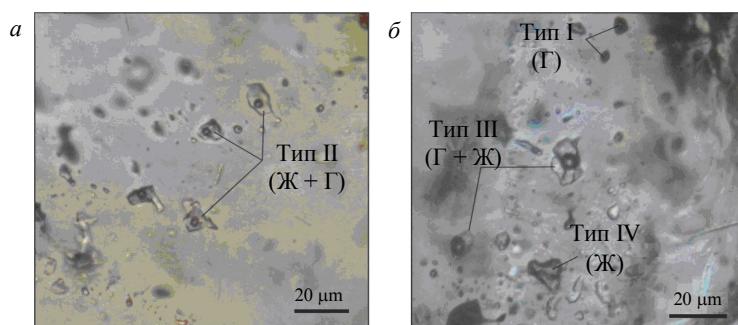


Рис.6. Микрофотографии флюидных включений в кварце пород Лицевского рудопроявления: а – двухфазные ГЖВ типа II; б – группа включений, представленная двухфазными ГЖВ типа III, однофазными включениями газа типа I и однофазными включениями жидкости типа IV

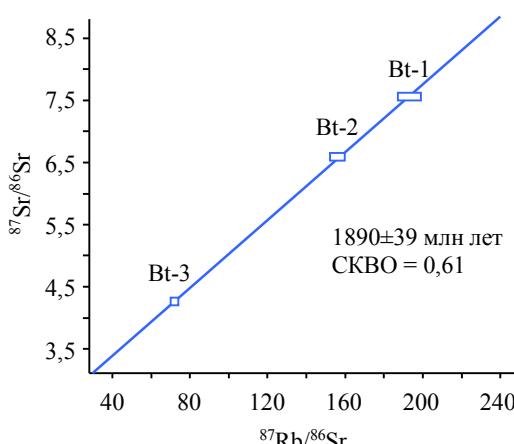


Рис.7. Rb-Sr данные для биотита, выделенного из трех проб гнейсогранитов в пределах исследуемого участка на Лицевском рудопроявлении

рующий низкотемпературные гидротермальные процессы [28]. Из всех проб был выделен биотит и плагиоклазы.

По породе и плагиоклазам пробы 118-1 получены возрасты 1631 (альбит-порода) и 1534 млн лет (олигоклаз-порода), отражающие, вероятно, нарушение Rb-Sr системы. По фракциям биотита из трех проб получен возраст 1890 ± 39 млн лет (рис.7), который согласуется с возрастом торий-урановой минерализации первого этапа.

Таблица 2

Rb-Sr данные для пород и минералов Лицевского рудопроявления

Минерал/порода	Содержание, г/т		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	Rb	Sr		
Проба 118-1 (биотитовый гнейс)				
WR	128,0	89,7	4,02734	0,80490
Ab (альбит)	25,8	230,3	0,31638	0,71794
Pl (олигоклаз)	15,1	88,2	0,48249	0,72686
Биотит из проб 118-1, 119-1, 123 (биотитовые гнейсы)				
Bt-1	594,8	10,5	157,42	6,6102
Bt-2	724,7	10,6	193,63	7,5562
Bt-3	418,5	16,0	73,70	4,3131

Обсуждение результатов. Минералогические исследования и данные предыдущих исследований позволяют восстановить следующую возрастную последовательность образования минералов: уранинит – сульфиды (пирит, халькопирит) – уранофан, коффинит, настурян. Уранинит является более ранним на основе U-Pb датирования и по наблюдениям А.В.Савицкого и др. [4], который отмечает присутствие уранинита в виде мелких округлых зерен изолированно от срастаний настурана и коффинита. Коффинит и уранофан развиваются по границе зерен сульфидных минералов, т.е. являются более поздними по отношению к ним. Возраст браннерита не очевиден, но исходя из возраста даек около 1 млрд лет [5], браннерит образовался в результате наложенных гидротермальных процессов палеозойского возраста.

Циркон, монацит и уранинит развиты в виде отдельных зерен, а коффинит, браннерит и уранофан заполняют межслоевое пространство по спайности в биотите, развиваются вокруг зерен сульфидов и кварца, т.е. заполняют пустоты и трещины, тем самым на уровне породы понижают ее анизотропию. Согласно предыдущим исследованиям, распределение рудных минералов может влиять на упругую анизотропию пород [29].

в пределах от -1 до -6 $^{\circ}\text{C}$, что соответствует солености 1,7-9,2 мас.% NaCl-экв. Замерить достоверную температуру эвтектики в ходе экспериментов не удалось из-за малого размера включений и ограничений оптического микроскопа.

Полная гомогенизация ГЖВ обоих типов происходила в жидкую фазу в диапазоне температур от 200 до 310 $^{\circ}\text{C}$ с максимальной частотой для включений II типа около 300 $^{\circ}\text{C}$, а включений III типа около 205 $^{\circ}\text{C}$. Поскольку изученные ГЖВ предположительно были захвачены в условиях кипения исходного флюида, температура гомогенизации будет равна температуре образования включений и необходимости вводить поправки на давление нет.

Для датирования были отобраны три пробы биотитовых гнейсов 118-1, 119-1 и 123 (см. рис.2, б, табл.2). Rb-Sr метод был выбран как хорошо фиксирующий низкотемпературные гидротермальные процессы [28]. Из всех проб был выделен биотит и плагиоклазы.

По породе и плагиоклазам пробы 118-1 получены возрасты 1631 (альбит-порода) и 1534 млн лет (олигоклаз-порода), отражающие, вероятно, нарушение Rb-Sr системы. По фракциям биотита из трех проб получен возраст 1890 ± 39 млн лет (рис.7), который согласуется с возрастом торий-урановой минерализации первого этапа.



Поскольку рудная минерализация связана с зонами катаклаза и брекчирования, как наиболее проницаемыми для гидротермальных флюидов, содержащие урановую минерализацию породы должны быть высокоанизотропны. Исходя из распределения минералов, можно предполагать, что первая Th-U минерализация, проявленная в образовании монацита, циркона и уранинита, не будет приводить к снижению анизотропии пород. Примером может служить рудопроявление Береговое, которое расположено по соседству с Лицевским и имеет аналогичные с ним возрастные датировки. В лейкогранитах рудопроявления Береговое монацит и циркон в большом количестве развиты на границе зерен биотита и кварца. Содержание урана в породе 60 г/т, порода имеет массивную текстуру, при этом высокоанизотропна (коэффициент упругой анизотропии составляет 98 %) [29].

Урановая минерализация, проявленная в палеозое, с образованием настурана, коффинита и вторичных урановых минералов снижает анизотропию пород, заполняя порово-трещинное пространство, о чем свидетельствуют образцы гнейсов Лицевского участка с более низким показателем упругой анизотропии (см. рис.3).

Распределение физических свойств пород отражает два этапа в формировании оруденения с разными распределением и формой нахождения урана в породах. Вероятно, восточная и западная половины петрофизического профиля (см. рис.3) трассируют блоки с U-оруденением различной природы и возраста, что подтверждает вывод А.В.Савицкого [23]. В восточной части уран концентрируется в межслоевых пространствах слоистых силикатов (биотит в биотитовых гнейсах). В ходе мигматизации показатели упругой анизотропии пород снижаются. В западной части участка преобладает уран в форме отдельных зерен (монацит – уранинит – циркон) включений в биотите в плагиогранитах и включений в сульфидах в приконтактовых зонах даек основного состава.

Первичные флюидные включения в кварце пород Лицевского оруденения чаще всего встречаются в составе групп, в которые входят различные по фазовому составу и соотношению типы включений. Вероятно пестрый состав этих ассоциаций может указывать на гетерогенный захват включений во время кипения однокомпонентного водного раствора NaCl [21]. Газовая фаза в этом случае первоначально представлена низкоплотными парами воды, которые в результате эффекта радиолиза воды диссоциировали на O₂ и H₂. Это также подтверждает отсутствие других газов в концентрациях, достаточных для определения. Наличие молекулярного водорода и кислорода характерно для урановых месторождений [30]. В газовую фазу включений кислород и водород были захвачены уже после диссоциации, иначе объемное соотношение этих газов было бы одинаковым для всех сингенетических включений [31]. Потеря летучих компонентов или «кипение» предложено [32] для объяснения процессов эволюции флюидов в метаморфических породах. Предполагается, что этот механизм является очень эффективным для рудоотложения многих металлов в гидротермальных системах в близповерхностных условиях [21].

Наряду с такими важными факторами как «всплытие» и охлаждение, способствовавших осаждению урана, возможно также влияние дополнительного фактора, которым является смешивание двух различных флюидов с разным солевым и газовым составом. Соленость исходного раствора, захваченного включениями на Лицевском рудопроявлении, меняется от средневысокой (13,7-18,4 мас.% NaCl-экв.) до низкой (1,7 мас.% NaCl-экв.). Такие же данные получены для флюидных включений в кварце на соседнем рудопроявлении Береговое (см. рис.1), где были отмечены ранние флюидные включения (1,85-1,75 млрд лет) средневысокой солености (7-21 мас.% NaCl-экв.) с солями Mg и Ca, которые можно сопоставить с ГЖВ типа II, и поздние включения низкосредней солености (0,2-14 мас.% NaCl-экв.) с солями Na и K, которые можно сопоставить с ГЖВ типа III. Ранние флюиды с газовой фазой, представленной преимущественно CO₂, смешивались с более поздними флюидами с газовой фазой, обогащенной азотом и метаном, т.е. более ранний окисленный флюид способствовал выщелачиванию урана и его переводу в растворимое состояние в виде уранил-карбонатного иона. Более поздний, восстановленный флюид, образовавшийся в результате герцинской тектономагматической активизации, способствовал восстановлению и осаждению урана [33]. Этот вывод согласуется с выводами предыдущих исследователей-геохимиков о перераспределении урана в период палеозойской тектономагматической акти-



визации на рудопроявлениях Лицевское и Береговое и объясняет более широкий спектр урановых минералов, образующихся на этом этапе развития рудоносных систем [2].

Полученный Rb-Sr возраст биотита (1890 ± 39 млн лет) согласуется с возрастом первого этапа урановой минерализации и отражает первую стадию метасоматических преобразований в породах, согласно выделенным В.Б.Петровым на Лицевском рудопроявлении стадиям метасоматоза: замещение биотита хлоритом, десиликация, накопление в пустотах хлорита, карбоната и гематита, замещение пластика хлоритом, серицитом, альбитом и выпадением из раствора урана на флангах метасоматической колонки [19]. Поскольку возраст гнейсов Лицевского района, согласно U-Pb данным по циркону, составляет 2,8 млрд лет [34], полученный Rb-Sr возраст биотита отражает закрытие его изотопной системы при температуре не выше $300\text{--}350$ °C [35, 36]. Возраст альбита и олигоклаза (1631–1534 млн лет), вероятно, является следствием нарушения изотопного равновесия при альбитизации (результатом смешения и захвата радиогенного Sr при замещении предшествующих минералов).

Температура гомогенизации флюидных включений около $200\text{--}310$ °C согласуется с данными по Rb-Sr датированию, показывающими, что после 1,89 млрд лет температура пород не поднималась выше $300\text{--}350$ °C. Температура гомогенизации для включений II и III типов (300 и 205 °C соответственно) напрямую отражает температуру первого палеопротерозойского (1,85–1,75 млрд лет) и второго палеозойского (400–380 млн лет) этапов урановой минерализации на Лицевском рудопроявлении и существенно уточняет температуру $220\text{--}280$ °C, определенную для ураноносных метасоматитов ранее [3].

Заключение. На основании минералогического исследования восстановлена последовательность образования рудных минералов в породах Лицевского рудопроявления: уранинит – сульфиды (пирит, халькопирит) – уранофан, коффинит, настурит.

Изучение флюидных включений в кварце из пород Лицевского рудопроявления показало наличие газовых, двухфазных газово-жидких и водных включений. По результатам КР-спектроскопии жидкую фазу газово-жидких включений представлена водным раствором средневысокой солености (13,7–18,4 % NaCl-экв.), водных включений низкосредней солености (1,7–9,2 мас.% NaCl-экв.). В газовой фазе обнаружены пики, характерные для молекулярного кислорода и водорода. Разнообразный состав флюидных включений в кварце указывает на их гетерогенный захват во время кипения водного раствора, что, вероятно, и является одним из механизмов рудоотложения в гидротермальных системах в близповерхностных условиях.

Rb-Sr возраст биотита (1890 ± 39 млн лет) отражает первый этап гидротермального преобразования пород и урановой минерализации. Температура гомогенизации включений в жидкую fazу позволила определить температуры палеопротерозойского и палеозойского этапов урановой минерализации на Лицевском рудопроявлении – около 300 и 200 °C соответственно.

Распределение физических свойств пород на участке согласуется с наличием двух временных этапов в формировании оруденения с разным распределением и формой нахождения урана в породах, что подтверждается минералогическими исследованиями. Фактором, снижающим анизотропию пород, являются процессы мигматизации и гидротермальной рудной минерализации, залечивающей поры и трещины.

Проведенные петрофизические исследования, направленные на сопоставление упругой анизотропии горных пород с уровнем их радиоактивности, выполнены для Лицевского рудного района впервые. С их помощью сделан вывод о существовании корреляции пространственного распределения показателя упругой анизотропии с повышенным радиоактивным фоном, что позволяет использовать этот петрофизический признак в качестве одного из прогнозных критериев уранового и комплексного уранового оруденения при проведении прогнозных на уран работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б. Металлогенез урана Балтийского щита // Разведка и охрана недр. 2015. № 10. С. 82–88.
2. Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В. и др. Ураноносность Кольского полуострова // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: ВИМС, 2009. Вып. 153. С. 18–26.



3. Калинин А.А., Каулина Т.В., Лялина Л.М. и др. Этапы формирования урановой минерализации Салла-Куолаярвинской зоны (Северная Карелия): геологические и изотопно-геохронологические данные // Записки Российского минералогического общества. 2015. № 2. С. 99-108.
4. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403-416.
5. Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie). Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). Nancy: Soutenance publique, 2011. 166 p.
6. Kazansky V.I., Isanina E.V., Lobanov K.V. et al. Geological-geophysical setting, seismogeological boundaries, and metallogeny of the Pechenga ore district // Geology of Ore Deposits. 2002. Vol. 44. Iss. 4. P. 242-251.
7. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А.Глебовицкий. СПб: Наука, 2005. 711 с.
8. Sorokhtin N.O., Kozlov N.E., Glaznev V.N., Martynov E.V. A Study in Earth's Geological Evolution (The Baltic Shield). Hoboken: John Wiley & Sons, 2020. 608 p.
9. Высокоостровская Е.Б., Абрамович И.И. Глубинная геодинамика крупнейших месторождений урана // Российский геофизический журнал. 2016. № 55-56. С. 102-108.
10. Минаев В.А., Бурмистров А.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Выявление и использование петрофизических аномалий для прогноза оруденения на урановом месторождении Антей (юго-восточное Забайкалье) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2016. № 2. С. 24-33. DOI: 10.33623/0579-9406-2016-2-24-33
11. Салтыков А.С., Кутуева О.В., Авдонин Г.И. Натурные геотехнологические исследования на стадии «оценочные работы» // Разведка и охрана недр. 2018. № 7. С. 44-51.
12. Казанский В.И., Лобанов К.В., Кузнецов А.В. Объемная геологическая модель Печенгского рудного района // Сейсмологическая модель литосфера северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1997. С. 157-181.
13. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В. и др. Сопоставление архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины и их аналогов с поверхности по результатам структурно-петрологических, петрофизических и нейтронографических исследований // Петрология. 2002. Т. 10. № 1. С. 30-45.
14. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 261 с.
15. Константинов А.К., Машковцев Г.А., Микута А.К. и др. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 855 с.
16. Dahlkamp F.J. Uranium Deposits of the World: USA and Latin America. Berlin: Springer, 2010. 520 p.
17. Коноплев А.Д., Коротков В.В., Костиков А.Т. и др. Геолого-промышленные типы урановых месторождений стран СНГ. М.: ВИМС, 2008. 72 с.
18. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Припачкин В.А. Условия формирования натровых метасоматитов в зонах палеозойской тектоно-гидротермальной активизации северо-восточной части Балтийского щита // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. 1981. С. 105-110.
19. Беляев Г.М., Блюман Б.А., Вишневская Ю.Е. и др. Региональные метаморфо-метасоматические формации: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Л.: Недра, 1983. 280 с.
20. Ильченко В.Л. О результатах изучения анизотропии упругих свойств горных пород из зоны Лучломпольского разлома (Печенгский район, Кольский полуостров) // Физика Земли. 2009. № 3. С. 64-72.
21. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2 томах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 557 с.
22. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
23. Савицкий А.В. Результаты петрофизических исследований пород разломов фундамента древних платформ. Петрофизические исследования на щитах и платформах. Апатиты: КФАН СССР, 1984. С. 109-111.
24. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. Р. 185-187.
25. Xiaolin Wang, Wenxuan Hu, I-Ming Chou. Raman spectroscopic characterization on the OH stretching bands in NaCl – Na₂CO₃ – Na₂SO₄ – CO₂ – H₂O systems: Implications for the measurement of chloride concentrations in fluids inclusions // Journal of Geochemical Explorations. 2013. Vol. 132. P. 111-119. DOI: 10.1016/j.gexplo.2013.06.006
26. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 112. P. 1-20. DOI: 10.1016/j.gexplo.2011.09.009
27. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions // Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application. Pontignano-Siena. 1994. P. 117-130.
28. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С. и др. Rb-Sr-возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона (Балтийский щит) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445. № 1. С. 61-68.
29. Il'chenko V., Gannibal M. Elastic anisotropy and internal structure of rocks from the uranium ore occurrences of the Litsa ore area (Kola region, Russia) // Geosciences. 2019. Vol. 9. Iss. 7. № 284. DOI: 10.3390/geosciences9070284
30. Наумов В.Б., Дорофеев В.А., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. III. Месторождения урана // Геохимия. 2015. № 2. С. 123-143.
31. Dubessy J., Poty B., Ramboz C. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions // European Journal of Mineralogy. 1989. № 1. P. 517-534.
32. Trommsdorff V., Skippen G. Vapour loss («Boiling») as mechanism for fluid evolution in metamorphic rocks // Contib. Mineral Petrol. 1986. Vol. 94. P. 317-322. DOI: 10.1007/BF00371440
33. Каулина Т.В., Аведисян А.А., Рябуха М.А., Ильченко В.Л. Состав флюидных включений в кварце из пород участка Берегового Лицевского урановорудного района, Кольский регион // Записки Российского минералогического общества. 2020. Т. 149. № 3. С. 111-125. DOI: 10.31857/S086960552003003X



34. Kaulina T., Lialina L., Kamenetsky V. et al. Composition and structure of zircon from hydrothermal uranium occurrences of the Litsa ore area (Kola region, Russia) // Geosciences. 2020. Vol. 10. Iss. 8. № 278. DOI:10.3390/geosciences10080278
35. Jenkin G., Ellam R., Rogers G., Stuart F. An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The important of cation exchange // Geochim Cosmochim Acta. 2001. Vol. 65. Iss. 7. P. 1141-1160. DOI: 10.1016/S0016-7037(00)00560-3
36. Nebel O., Mezger K. Timing of thermal stabilization of the Zimbabwe Craton deduced from high-precision Rb-Sr chronology, Great Dyke // Precambrian Res. 2008. Vol. 164. Iss. 3-4. P. 227-232. DOI: 10.1016/j.precamres.2008.05.003

Авторы: **В.Л.Ильченко**, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0003-2086-4722> (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия), **Е.Н.Афанасьева**, канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0001-9313-2173> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), **Т.В.Каулина**, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, kaulina@geoksc.apatity.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6530-2187> (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия), **Л.М.Ляпина**, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-5875-5348> (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия), **Е.А.Ниткина**, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-7242-1950> (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия), **О.Д.Мокрушина**, младший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-4044-9262> (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.