

УДК 549-1.02.091:553.8.46.495

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЬНО-УРАНОВЫХ, БЕРИЛЛИЕВЫХ С ИЗУМРУДОМ И ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЭНДО-И В ЭКЗОКОНТАКТАХ ГРАНИТНОГО МАССИВА КУУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

*А.А. Черников,**Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва**М.Д. Дорфман**Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва*

Пермский гранитный массив Куу, относимый к Акчатаускому рудоносному комплексу Центрального Казахстана, характеризуется проявлениями кварц-полевошпатовых пегматитов, в некоторых из которых выявлены проявления рудных минералов — вольфрамита, молибденита, касситерита, монацита, берилла и реже др. Молибденит присутствует также в некоторых дайках аплита. Широко распространены в массиве Куу разнообразные жильные образования, грейзены, кварцевые и кварц-рудные жилы. В западном эндо- и экзоконтактах гранитного массива с зонами грейзенизации связано редкометалло-урановое месторождение Комсомольское, а в южном эндо- и экзоконтакте массива Куу обнаружено берилловое месторождение. В экзоконтакте массива, где кварцевая минерализация выходит из гранитов в расщепленные гипербазиты, отмечается проявление изумруда и молибденовое месторождение Шалгия. Особенности минерального состава этих месторождений и рудопроявлений, а также история геологического развития минерализации рассматриваются в данной статье. В статье 1 таблица, 8 цветных фотографий, в списке литературы 14 наименований.

Район обнажения гранитного массива Куу имеет длительную историю геологического развития. Самыми древними являются породы верхнего синия верхнего протерозоя. На размытой поверхности синийских толщ несогласно лежат отложения нижнего и среднего девона ($D_1 - D_2$). Они перекрыты пестроцветной и красноцветной толщей среднего и верхнего девона ($D_2 - D_3$ fm), которая несогласно перекрывается известняками фаменского яруса (D_3 fm). Последние в свою очередь перекрываются карбонатными и карбонатно-терригенными каменноугольными осадками.

Молодые отложения представлены кайнозойским делювием и элювием и мезозойской корой выветривания. Кроме того, в пределах Шалгиинского гипербазитового массива развиты бирбириты — образования древней коры выветривания гипербазитов, состоящие из опала, халцедона (до 80% объема), лимонита и меньших количеств других минералов. Кайнозойские отложения, интенсивно загипсованные, — маломощны, не больше десятка метров. В пределах массива Куу в них накапливаются касситерит, топаз и монацит.

Интрузивные породы, помимо гранитов Куу представлены Шалгиинским гипербазитовым массивом. Протерозойский массив гипербазитов преимущественно сложен габбро, амфиболитами, серпентинитами, сланцами и дайками плагиоклазитов. Вблизи гранитов протерозойские базиты сильно метаморфизованы.

Гранитный массив Куу приурочен к северо-западной части складчатых сооружений Бетпак-Дала и расположен на севере крупной Шалгия-Караобинской зоны разломов, имеющей северо-западное простирание. Выход кууинских гранитов вытянут в широтном направлении. Согласно А.И. Ежова [1964] выделяется три фазы интрузии и фазы жильных пород. Характерными для него являются аплиты и кварц-полевошпатовые фациальные пегматиты. Со светло-серым кварцем связаны иногда рудные минералы — вольфрамит, молибденит, касситерит, монацит, реже др. В юго-западной части интрузии Куу встречено несколько жил пегматитов с зональным расположением кварца и калиевого полевого шпата. Когда такие жилы выходят из гранитов во вмещающие породы появляется молибденит. Молибденит присутствует также в дайках аплитов в виде тонких чешуек в массе породы без заметных гидротермальных изменений их, как отмечает М.А. Коноплянец [1959]. В некоторых пегматитах наблюдаются выделения кристаллов берилла, например, на южном склоне гор Куу, западнее кварцевой жилы «Главной», пересекающей массив Куу примерно в средней его части.

Широко распространены в массиве разнообразные жильные образования, грейзены и кварцевые жилы, а в эндоконтакте и в экзоконтакте его отмечается ряд рудопроявлений. Они являются типичными жильными телами и относятся к кварц-вольфра-

мит-грейзеновой формации с молибдени-
том. Характерными минералами этих руд-
ных жил являются вольфрамит, касситерит,
монацит, молибденит, топаз, флюорит и др.

Граниты массива Куу являются специа-
лизированными в отношении бериллия. В
составе всех акцессорных минералов содер-
жание Be всегда повышено, в некоторых
пегматитах обнаружен берилл, а среди гре-
йзенов выделяют топазовые жилы с берил-
лом, бертрандитом и гельвином.

К западному и юго-западному контактам
гранитного массива приурочено редкометал-
льно-урановое месторождение Комсо-
мольское, к южному эндоконтакту — мел-
кое уран-бериллиевое месторождение (уча-
сток 2), и в сланцеватых гипербазитах
Шалгиинского массива выявлено проявле-
ние изумруда и молибденовое месторожде-
ние Шалгия, минералогические особеннос-
ти которых рассмотрены ниже.

Особенности минерального состава Комсомольского месторождения

Рудная минерализация месторождения
связана с системой опережающих разрывных
структур региональной зоны смятия в запад-
ной эндоконтактной части гранитного мас-
сива Куу и в его экзоконтакте. Рудные тела пред-
ставляют собой кварцевые жилы, иногда с пи-
ритом, молибденитом, вольфрамитом, реже
халькопиритом, галенитом и зоны грейзениза-
ции кварц-слодяного состава с топазом, флюо-
ритом и, иногда, с молибденитом и, реже, с
вольфрамитом. Кварцевые жилы и зоны грей-
зенизации имеют крутое падение, они сопро-
вождаются зонами дробления, каолинитиза-
ции, гематитизации и флюоритизации грани-
тов. Граниты и зоны грейзенизации в пределах
рудного поля пигментированы гематитом, при-
обретая оранжево-красно-бурую окраску.
Около зон окварцевания в гранитах часто появ-
ляется темно-фиолетовый флюорит, образуя
топаз-флюоритовые метасоматиты. Как отме-
чал А.Е. Ежов [1964], такие образования близки
к типу флюорит-полевошпатовых пород, разви-
тых на полуострове Корнуэлл, Англия. Сери-
цит-флюоритовые тела распространены и на
молибден-вольфрамовом месторождении Ка-
ра-оба, которое находится юго-восточнее ме-
сторождения Комсомольское.

Урановые минералы, описываемые впер-
вые, в неокисленных рудах месторождения
Комсомольское представлены настураном
 $UO_2 \cdot kUO_3$, уранинитом UO_2 , браннеритом
 $(U, Ca, Th, TR)(Ti, Fe)_2O_6$ и урановыми чернями
(рыхлые образования дисперсного настурана,

коффинита $U[(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}]$, браннерита и
в меньших количествах других минералов).
Настуран, уранинит и браннерит встречены
в ограниченных количествах и представ-
ляют собой реликты измененных в зоне гипер-
генеза рудных образований. Настуран отме-
чался в виде точечных колломорфных выде-
лений, уранинит — в виде почти квадратных
срезов кристаллов, размером сотые доли мм.
Браннерит наблюдался в виде ультра- и мел-
козернистых выделений, для которых ус-
тановлено спектральным анализом, помимо
урана, присутствие в целых процентах тита-
на, кальция, железа, свинца и в следах — ни-
обия, вольфрама, редких земель.

Зона гипергенеза, как уже отмечалось
ранее [Черников, 1981; Chernikov, 1982; Чер-
ников, 2001], отчетливо проявлена. Выделе-
ния урановых минералов в ее пределах рас-
пределены зонально. В самой верхней части
ее главным рудным минералом является шр-
экингерит $NaCa_3[(UO_2)(CO_3)_3(SO_4)F] \cdot 10H_2O$
(фото 1). Его скопления образуют припо-
верхностную подзону, значительно обога-
щенную ураном, в сравнении с нижераспо-
ложенными частями экзогенной зоны. Вер-
тикальная мощность ее варьирует от 2 до
10 м. Широко развит здесь гипс и в небольших
количествах отмечался уранофан $Ca(H_3O)_2$
 $[UO_2SiO_3]_2 \cdot 3H_2O$. Шрэкингерит выделяется
вдоль рудных тектонических трещин, но ча-
ще — в боковых породах, далеко за предела-
ми рудоносных структур. Он широко распро-
странен также в рыхлых отложениях.

Шрэкингерит на месторождении образует
достаточно часто крупные почти мономи-
неральные выделения (фото 2) в глинистом за-
гипсованном материале. Для двух образцов с
месторождения сделаны химические анализы.
Они даны в сравнении со шрэкингеритом из
другого рудопроявления этого района и с тео-
ретическим составом в таблице 1. Проанализи-
рованные образцы достаточно близки между
собой и мало отличаются от теоретического со-
става шрэкингерита. Если весь алюминий и
кремний отнести за счет примесей, анализиро-
ванные образцы характеризуются несколько
пониженным содержанием урана, углекислоты
и повышенным количеством фтора, воды, а
некоторые и SO_3 . В связи с этим по оптическим
данным шрэкингериты Комсомольского ме-
сторождения, как и рудопроявлений, а также
радиоактивных аномалий района Бетпак-Далы
и Чу-Илийских гор немного отличаются, от та-
ковых, описанных в литературе. Так, величина
 Nm обычно не превышает 1,525 — 1,535, редко
достигая величин 1,540 — 1,545, приводимых в
литературе для шрэкингерита [Гецева и Саве-

лева, 1956; Соболева и Пудовкина, 1957; Frondal, 1958]. № для шрёкингеритов месторождения Комсомольское составляет 1,505–1,517 и редко снижается до величин 1,500–1,485, известных по литературе. Несколько пониженная интенсивность некоторых линий на рентгеновской порошкограмме, в сравнении с литературными данными, очевидно, отражает худшую раскristаллизацию их в связи с особенностью состава минерала, отмеченную выше.

Ниже шрёкингеритовой подзоны на глубину от десятков до сотни метров отмечаются в небольших количествах только кальциевые минералы уранила (уранофан, отенит $\text{Ca}[\text{UO}_2\text{PO}_4]_2 \cdot 8 - 12\text{H}_2\text{O}$ и, возможно, ураноспинит $\text{Ca}[\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$).

Широко распространены здесь урансо-держающие лимонит, оксиды марганца и глинистые минералы. Уран из этой части зоны гипергенеза интенсивно выщелочен, следовательно, ее можно называть подзоной выщелачивания. Минералы уранила установлены в ней на основании физических, оптических и данных спектральных анализов, а уранофан, кроме того, на основании рентгеновской порошкограммы. Отенит имеет бледный зеленовато-желтый цвет, совершенную спайность по (001) и менее совершенную по (100). $n_m = 1,580 - 1,590$; редко, 1,600–1,605. Встречены разности его и со средним показателем преломления 1,618–1,620, отвечающие ураноспиниту, однако в проанализированных спектральных методом образцах содержание мышьяка не превышало 0,1 %, при целых % фосфора и кальция и десятках % урана; следовательно, ураноспинит в них, если он есть, находится в ограниченных количествах.

Ниже подзоны развития кальциевых минералов уранила (выщелачивания урана) распространены только урановые черни (зона цементации вертикальной мощности от нескольких метров до десятков метров). В меньших количествах в этой зоне отмечается глинистое вещество, содержащее сорбированный уран.

На глубину зона развития урановых черней сменяется бедным по содержанию урана горизонтом, в котором были обнаружены настуран, уранинит и браннерит только в плотных участках грейзенизированных гранитов, тогда как в дробленых породах отмечается гематитизация и аргиллизация пород глубинной зоны гипергенеза. Интенсивное гипергенное перераспределение урана в разрезе месторождения Комсомольское отчетливо фиксируется изотопным составом урансодержащих и урановых минералов, а также минеральных ассоциаций.

Таблица 1. Химический состав шрёкингерита *

Окислы	1/71, Северное рудопроме	502/71, м-е Комсо- мольское	503/71, м-е Комсомо- льское	Теорети- ческий состав
Na_2O	3,32	3,40	3,42	3,49
K_2O	0,09	0,17	н.о.	-
CaO	18,90	18,56	18,76	18,91
SO_3	9,17	9,20	9,00	9,02
UO_3	30,26	30,31	30,46	32,21
CO_2	14,46	14,13	14,62	14,86
$\text{H}_2\text{O} \pm$	20,31	20,34	20,31	20,27
F	2,72	2,68	2,81	2,14
Al_2O_3	0,80	0,81	0,85	-
SiO_2	1,30	1,61	0,64	-
Σ	101,33	101,21	100,87	100,90
$\text{O} = \text{F}_2$	-1,15	-1,13	-1,18	-0,90
Σ	100,18	100,08	99,69	100,00

*Химический анализ выполнен в лаборатории ВИМСа, Москва, аналитик С.П. Пурусова

Количество радиогенной добавки свинца (0,01–0,023%), как и валового его содержания (0,03–0,04%), почти постоянно по вертикальному разрезу зоны гипергенеза месторождения. В то же время величина аналитически определенного урана имеет очень большие колебания в минеральных ассоциациях вертикального разреза. В подзоне выщелачивания современное содержание урана в десятки раз ниже рассчитанного урана по радиогенной добавке свинца в минералах и породе. Резко повышенное его содержание, в несколько раз превышающее концентрацию урана, рассчитанную по радиогенной добавке свинца, характерно для урановых черней зоны цементации. Совпадение обеих этих величин наблюдается в одном сечении рудной пробы из глубинной зоны гипергенеза. В других изученных случаях в минералах и минеральных ассоциациях глубинной гипергенной зоны отмечаются значительные недостатки аналитически определенного урана по сравнению с ураном, рассчитанным на радиогенную добавку свинца в них. Это дает основание считать, что уран выщелочен из них, а поэтому можно говорить о недостаточной изученности месторождения в отношении наличия промышленных скопленний урановых минералов на глубине.

Отношения $\text{I}o(^{230}\text{Th})/^{238}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ в минералах и рудных пробах из глубинной зоны гипергенеза близки к 1. В минералах и пробах породы с повышенным содержанием урана из зоны цементации и выщелачивания урана они варьируют в пределах ошибки определения. Такое состояние изотопных отношений в минералах и породах свидетельствует о том, что они формировались ранее, чем ~ 1,5 млн. лет назад. Только для ^{226}Ra и ^{234}U отмечаются иногда явные отклонения от равновесия их с ^{238}U . Характерен избы-

ток ^{226}Ra в минералах средней части зоны выщелачивания и некоторый недостаток до равновесия его с ^{238}U в минералах и рудах зоны цементации, что связано, вероятно, с незначительным современным перераспределением радия в этой части зоны гипергенеза. Отмечается также предпочтительная миграция ^{234}U из минералов средней и накопление его в минералах нижней части зоны выщелачивания и в верхних горизонтах зоны цементации. Это явление, как и для радия, очевидно, объясняется почти современным перераспределением ^{234}U .

Шрёкингерит из гранитов и грейзеновых линз характеризуется устойчивыми высокими коэффициентами для всех трех определяемых изотопных отношений. Такое явление, по-видимому, объясняется тем, что для образования минерала в течение последних сотен тысяч лет развития территории в приповерхностные горизонты привносился уран с резко повышенным соотношением ^{234}U к ^{238}U . В течение последних нескольких тысяч лет из них произошла предпочтительная миграция ^{238}U . Она привела к увеличению коэффициентов: $\text{Io}/^{238}\text{U}$ (в среднем до 1,42), $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (до 2,85) и $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ (в среднем до 1,78) в шрёкингерите.

Колебания отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в шрёкингерите из глинисто-щербенистой коры выветривания находятся в пределах 1,78–2,38 (среднее значение 1,92) и отношений $\text{Io}/^{238}\text{U}$ — 0,2–0,6 (среднее 0,36). Такие соотношения радиоактивных изотопов свидетельствуют о явно наложенном характере отложения шрёкингерита в глинисто-щербенистой коре выветривания в последние сотни тысяч лет со значительным повышенным отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. При этом миграция урана происходила в вертикальном и в горизонтальном направлении. Поэтому современные участки накопления шрёкингерита не всегда фиксируют места выхода гипогенных руд, соответственно, оценка месторождения на глубину является малодостоверной.

В четвертичных отложениях над глинисто-щербенистой корой выветривания отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в шрёкингерите и в рудах изменяются в пределах 1,32–4,59 (последняя цифра является максимальной величиной, обнаруженной когда-либо в минералах или породах), составляя в среднем самую высокую среднюю величину, обнаруженную нами в минералах, — 3,37. Отношение $\text{Io}/^{238}\text{U}$ колеблется от 0,89 до 2,59. Средняя величина 1,63, также существенно превышает радиоактивное равновесие. Такое состояние соотношений радиоактивных изотопов в минералах и рудах говорит о существенном привносе урана в рыхлые осадки в течение всей верх-

ней четвертичной эпохи со значительным смещением изотопов урана в сторону ^{234}U . В последние несколько тысяч лет, в связи с некоторым увлажнением климата, очевидно, началось заметное выщелачивание урана из шрёкингерита четвертичных образований, поэтому отношение $\text{Io}/^{238}\text{U}$ в них в среднем выше единицы.

В целом, приповерхностная зона окисления месторождения Комсомольское характеризуется интенсивным и продолжительным выщелачиванием урана из минералов в до четвертичный период и формированием отчетливо проявленной зоны урановых черней того же возраста. В глубинной зоне гипергенеза уран также выщелачивался из гипогенных минералов, но, очевидно, несколько слабее, чем из минералов приповерхностной зоны окисления. В самых верхних горизонтах приповерхностной зоны окисления и в четвертичных отложениях в конце четвертичного времени интенсивно отлагался шрёкингерит.

Проявление берилловой и изумрудной минерализации участка 2

Кроме уже отмеченных находок берилла и бертрандита из центральных участков гранитного массива Куу, в эндоконтактах и экзоконтактах его встречено небольшое уран-бериллиевое месторождение с проявлением изумрудной минерализации. Минералы и рудные тела бериллия описываются впервые. Более крупные рудные тела бериллиевой минерализации находятся на участке 2, расположенном в Ю-В контактовой полосе массива Куу. Участок сложен крупнозернистыми биотитовыми порфирированными гранитами, которые контактируют на юге, в основном, с девонскими кварцевыми порфирами и в самой западной части участка — с амфиболовыми сланцами Шалгиинского гипербазитового массива. Простирание линии контакта — широтное, с крутым его падением на юг. Граниты и кварцевые порфиры в южной части участка интенсивно каолинизированы на глубину до 8 м от поверхности, а по сланцам развиты бирбириты.

На участке в гранитах отмечается несколько грейзеновых тел. Грейзены встречаются как в виде оторочек, сопровождающих кварцевые жилы, так и в виде ветвящихся жилообразных тел и линз, либо тел неправильной формы. По минеральному составу грейзены делятся на кварц-слюдяные, кварц-гематитовые и фенакит-берилловые, иногда, с гельвином. Преобладающее распространение имеют кварц-слюдяные и кварц-гематитовые грейзены. Выделяются два наиболее крупных

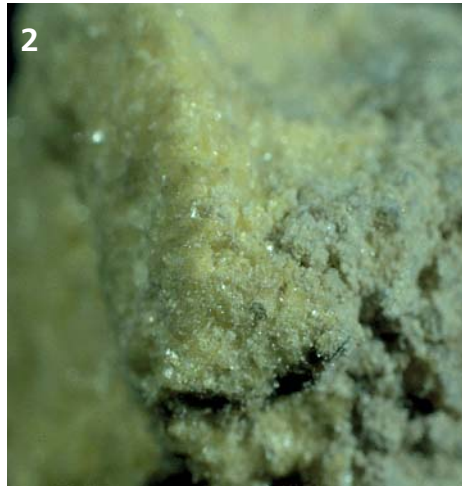
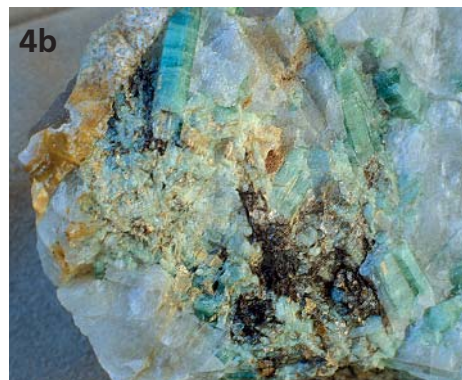


Фото 1. Кристаллы шрёкингерита.
Месторождения Комсомольское.
Фото М.Б. Лейбова

Фото 2. Мономинеральные выделения
шрёкингерита. Размер выделения 10 x 20 мм.
Месторождение Комсомольское. Образец
Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН.
Фото М.Б. Лейбова

Фото 3. Кристалл изумруда (зеленого берилла)
из сланцев участка № 2. Размер кристалла 5 x 9 мм.
Образец из коллекции А.А. Черникова.
Фото М.Б. Лейбова

Фото 4. Изумруд в кварце.
а) Размер 20 x 30 мм, из коллекции М.Д. Дорфмана
б) Размер 40 x 60 мм. Образец № 3533 из
коллекции В.И. Степанова, Минералогического
музея им. А.Е. Ферсмана РАН.
Фото М.Б. Лейбова



5



Фото 5. Изменение окраски изумруда вдоль кристалла. Длина кристалла 15 мм. Образец №3533 из коллекции В.И. Степанова Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Фото М.Б. Лейбова

Фото 6. Зеленый берилл с изменением прозрачности кристалла от непрозрачного через зону просвечивающегося кристалла до прозрачного изумруда густого зеленого цвета.
а) Кристалл по трещинам залечен кварцем. Длина 16 мм
б) Кристаллы подроблены
Образцы А.А. Черникова. Фото М.Б. Лейбова

Фото 7. Кристалл фенакита. Размер 8 x 9 мм. Участок 2 в эндоконтакте гранитного массива Куу. Образец А.А. Черникова. Фото М.Р. Каламкарлова

Фото 8. Фенакит, замещающийся берtrandитом. Размер 8 x 10 мм. Участок № 2. Образец из коллекции А.А. Черникова. Фото М.Р. Каламкарлова



6a



6b



7



8

грейзеновых тела, которые разведывались на бериллиевое оруденение. Из них рудное тело № 2 прослежено поверхностными выработками. В плане оно представляет собой линзообразное тело. Длина линзы — 50 м, мощность меняется от 0,2 до 7,0 м. Простирание линзы СЗ 320°, падение ЮЗ 75 — 80°. Рудное тело сложено в основном кварц-гематитовым грейзеном с участками слюдяных и фенакит-берилловых грейзинов с гельвином. Содержание окиси бериллия не превышает 0,23%.

Рудный грейзен №3 представляет собой жиллообразное ветвящееся тело непостоянной мощности — от нескольких мм до 8,5 м, простирание его почти меридиональное, падение на З 70 — 75°. Длина грейзенового тела — 220 м, берилл распределен неравномерно, обогащена им северная часть тела на протяжении 150 м, где среднее содержание окиси бериллия составляет 0,245%. На глубине 30 м рудное тело выклинилось. Около поверхности на глубине 0,1 — 2,0 м в южной части участка № 2 в аргиллизированных гранитах и грейзенах развита шрёкингеритовая минерализация, аналогичная месторождению Комсомольское. Скважинами повышенная γ — активность подсечена в кварц-слюдяных грейзенах с флюоритом, пиритом, галенитом и лимонитом на глубине 99,5 и 110,75 м с налетами урановых черней, аналогичных также месторождению Комсомольское.

Такие же скопления шрёкингерита обнаружены на Северном и Северо-западном участках (северная контактовая полоса Куинского гранитного массива).

В западной части участка 2 вскрыта кварцевая жила с бериллом в амфиболитовых сланцах Шалгиинского гипербазитового массива вблизи контакта его с гранитами. Формы выделения кристаллов берилла изменяются от изометрических до призматических (фото 3). Размер кристаллов варьирует от долей мм до 5 см длиной при 0,5 см в поперечнике. Гипербазиты и амфиболитовые сланцы обогащены хромом и ванадием в десятки раз выше кларка, поэтому берилл из сланцев и его прозрачная разновид изумруд (фото 4) содержат хром и ванадий в повышенных концентрациях (0,1% Cr и 0,01% V). Цвет их, в связи с этим, изменяется до бледно-зеленого и яркого зеленого, тогда как берилл из гранитов является серовато-белым и буровато-серым и содержат Cr и V в тысячных долях процента. Часто изумруды неравномерно окрашены. Окраска их изменяется по длинной оси кристалла от густой зеленой до бледной голубовато-зеленой (фото 5). В кристаллах зеленого берилла (фото 6) прозрачность также меняется от непрозрачного через зоны просвечивающего берилла до зон про-

зрачного изумруда густого зеленого цвета.

Бериллы и изумруд участка 2 имеют низкие показатели преломления (№ 1,570 — 1,575; № 1,568 — 1,572) и относятся к разностям минерала с малыми концентрациями щелочей [Винчелл, 1949; Дорфман, 1952; Винчелл и Винчелл, 1953]. Натрий в минералах определяется в количестве десятых долей процента.

Кварц-гематитовые и кварц-слюдяные грейзены эндоконтактной части гранитов местами характеризуются повышенными концентрациями берилла и фенакита и они становятся фенакит-берилловыми, иногда с гельвином. Фенакит в этих грейзенах находится в подчиненном количестве по отношению к бериллу. Фенакит характеризуется бесцветными и серовато-желтыми чечевицеобразными и призматическими просвечивающими кристаллами (фото 7), размером от точечных выделений до 3 — 5 см длиной и 0,5 см в поперечнике. Твердость — 7,5 — 8. n_D — 1,672 — 1,674; n_o — 1,660 — 1,665. Минерал иногда замещается берtrandитом (фото 8), приобретая тонкопластинчатый по (001) и призматический облик кристаллов с совершенной спайностью по (110) и менее совершенной по (001) и (010). Твердость его при этом снижается до 6,5. Минерал двуосный (—), n_g — 1,612; n_m — 1,602; n_p — 1,588. Ювелирное значение фенакита, как и других бериллиевых минералов, очевидно, невысокое, но их коллекционная ценность, несомненно, очень большая.

Гельвин в грейзенах отмечается в виде единичных тетраэдрических медово-желтых кристаллов стеклянного блеска. Тв. ~ 6. Плотность 3,2 — 3,4. В сланцах на контакте с гранитами Куу были встречены три кварц-гематитовые линзы с гельвином, размером каждой из них 8 — 6 м на 3,5 — 3 м, с содержанием гельвина до 30%. По периферии линз мощностью 2 — 2,5 см выделяется берилл.

Далее от контакта сформировалось молибденитовое месторождение Шалгия. Оно расположено между пермским гранитным массивом Куу и доверхнедевонскими гранитами Мунглу. Наиболее широко здесь развиты серпентиниты, амфиболовые и амфиболплагиоклазовые сланцы, образовавшиеся по породам Шалгиинского раннекаледонского базит-ультрабазитового плутона.

Оруденение является многостадийным. Наиболее ранними являются обильные мономинеральные прожилки кварца, реже содержащие тонкую вкрапленность магнетита. После них, судя по пересечениям, формировались молибденит-кварцевые прожилки нескольких генераций. Наиболее распростра-

нены маломощные от 5 мм и меньше прожилки тонкокristаллического кварца, содержащие относительно равномерно рассеянный молибденит или молибденит, сконцентрированный в виде зон, параллельных зальбандам жил. Более поздними являются относительно редкие прожилки крупнокristаллического кварца с оторочками крупночешуйчатого молибденита. Значительно позже отложились почти мономинеральные молибденитовые прожилки в кварце и во вмещающих породах.

Прожилки тонкокristаллического кварца с редкой вкрапленностью вольфрамитовых, тонкие прожилки крупнокristаллического гребенчатого кварца с карбонатами (анкерит, кальцит, доломит), сульфидами (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, реже кобальтин и миллерит) и флюоритом образовались позже ранних генераций молибденит-кварцевых прожилков и, возможно, позже крупнокristаллического кварца с оторочками крупночешуйчатого молибденита. Прожилки калиевого полевого шпата выделились также позже крупнокristаллического кварца с оторочками крупночешуйчатого молибденита, но они формировались ранее тонкокristаллического кварца с вольфрамитом и прожилков гребенчатого кварца с карбонатами и сульфидами. Мономинеральные молибденитовые прожилки являются самыми поздними, они секут все выше перечисленные минеральные образования и являются по возрасту, по крайней мере, значительно моложе фемолита месторождения Джидели (юго-юго-западнее) и молибденита месторождения Безымянное (северо-западнее массива Куу). В рудах месторождения Джидели фемолит, а в месторождении Безымянное молибденит находятся в тесных ассоциациях с настураном, возраст которого по изотопам свинца определяется в 330–360 млн. лет [Модников и др., 1971]. Ранние генерации молибденит-кварцевых прожилков, судя по содержанию элементов примесей в них, можно связывать с молибденитом урановых руд. Другие генерации молибденит-кварцевых прожилков образовались позже. Они секут и цементируют ранние генерации молибденит-кварцевых прожилков. Средние значения изотопного возраста пермских гранитов и олово-вольфрам-молибденовой минерализации, связанной с ними, в гранитах Куу и месторождения Кара-оба [Ермилова, 1964], составляют ~270 млн. лет. Следовательно, прожилки тонкокristаллического кварца с вольфрамитом и прожилки гребенчатого кварца с карбонатами и сульфидами, в том числе и с молибденитом, можно увязывать с этим временным этапом. Все прожилки мономинераль-

ного молибденита отложились еще позже. При этом некоторые мономинеральные прожилки мелкокристаллического молибденита, вероятно, образовались в зоне цементации, так как зона окисления месторождения Шалгия практически лишена молибдена, который, естественно, отлагался в восстановительных условиях ниже зоны окисления и по возрасту также значительно моложе 270 млн. лет. Некоторые из них, возможно, являются современными отложениями. Следовательно, формирование молибденовых минеральных ассоциаций значительно растянуто во времени.

Рудные прожилки ранних генераций кварца образовались раньше даек второго этапа, в то время как карбонатно-кварцевые и полевошпатовые прожилки — после этих даек. Прожилки ранних генераций кварца, по наблюдениям М.М. Повилайтис [1990], при внедрении более поздних даек подверглись интенсивному динамическому и термическому метаморфизму, который выразился в пластинчатой деформации вещества. Однако другие рудные кварцевые прожилки секут эти дайки, а перекристаллизованный молибденит перераспределен и концентрируется в разно ориентированных трещинах, секущих жильный кварц.

В зоне окисления месторождения, глубиной от 40 до 60 м от поверхности, сульфиды полностью окислены, а молибден интенсивно выщелочен из окисленных руд. В зоне окисления сохранился в незначительном количестве только повеллит $\text{Ca}[\text{MoO}_4]$ и чрезвычайно редко — вульфенит $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$, кроме того, молибден сорбирован гидроксидами железа и оксидами марганца, пропитывающими породы по многочисленным трещинам отдельности их, однако среднее содержание молибдена в зоне окисления низкое.

Таким образом, пермские граниты Кууинского массива, характеризуются проявлением разнообразной минерализации. Здесь отмечаются кварц-полевошпатовые пегматиты, с некоторыми из которых связано небольшое количество рудных минералов — вольфрамит, молибденита, касситерита, монацита, берилла и реже других. Молибденит присутствует также в дайках аплита. Широко распространены в массиве Куу различные жильные тела — кварцевые жилы, разнообразные грейзены, флюоритовые и кварц-рудные образования. Многие из них наиболее интенсивно проявились в эндо- и экзоконтакте массива, а некоторые — и на значительном расстоянии от гранитного массива.

В эндоконтактных частях развиты кварцевые жилы, иногда с пиритом, молибденитом, вольфрамитом, реже халькопиритом, галени-

том; грейзеновые тела кварц-слюдяного состава с топазом, флюоритом и, иногда, с молибденитом и реже с вольфрамитом. Широко распространены полевошпат-флюоритовые, серицит-флюоритовые и топаз-флюоритовые тела; настуран-уранинит-браннеритовая минеральная ассоциация. Реже распространены кварц-слюдяные, кварц-гематитовые и впервые описываемые фенакит-берилловые грейзены, иногда с гельвином. В экзоконтактовых частях отмечаются кварц-берилловые жилы с изумрудом и, реже, слабо изученные кварц-гематитовые жилы с гельвином. Большая часть рудных минералов описывается впервые.

Более удален от пермских гранитов кварц-рудный штокверк молибденового месторождения Шалгия, располагающийся в Шалгиинском раннекаледонском базит-ультрабазитовом плутоне. Для руд месторождения Шалгия впервые выявляются разновременные минеральные ассоциации.

Как было показано ранее [Черников, 2001], в Бетпак-Дале, Чу-Илийских горах и в Кендыктасе основной эрозионный срез палеозойских образований произошел до верхнего триаса. В дальнейшем тектоническом развитии района, изменении климата и экзогенных процессов выделяются четыре основных этапов. В первые этапы или еще раньше, до верхнего триаса, когда произошел основной эрозионный срез палеозойских образований, развивалась гематитизация гранитов, интенсивно проявившаяся на месторождении Комсомольское.

При этом в течение длительного геологического времени на месторождениях и рудопроявлениях в эндо- и экзоконтактах гранитного массива Куу отмечается интенсивное экзогенное формирование минералов с перераспределением рудных элементов. Окисление гипогенных минералов сопровождалось формированием лимонита, оксидов марганца, глинистых минералов, гематита и ограниченным отложением минералов уранила. Происходило интенсивное выщелачивание урана, молибдена и других химических элементов из зоны окисления и отложение вновь образованных минералов в приповерхностной и в глубинной зонах цементации. И только в конце четвертичного времени началось отложение гипса в почве, четвертичных отложениях и в верхних горизонтах кор выветривания, а также формирование шрёкингерита, в приповерхностных отложениях и в верхних горизонтах ранее выщелоченных зон окисления. Поскольку верхнечетвертичная аккумуляция шрёкингерита происходила на различных расстояниях от первоисточника, а выщелоченные зоны слабо изучены на глубине, отмеченная

разнообразная минерализация является недостаточно оцененной и возможность обнаружения на глубине, по крайней мере, урановых минералов в промышленных масштабах, а может быть, молибденовых и бериллиевых является достаточно высокой. Шрёкингериты месторождения Комсомольское несколько отличаются химически от теоретического состава и характеризуются высокими отношениями радиоактивных изотопов. В них наблюдаются самые высокие отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, когда-либо обнаруженные в минералах урана.

Литература

- Винчелл А.Н.. Оптическая минералогия. М.: И. Л., 1949. С. 320 – 322.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: И.Л., 1953. С. 454 – 457.
- Гецева Р.В., Савельева К.Т. Руководство по определению урановых минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 260 с.
- Дорфман М.Д. К вопросу об определении генезиса берилла. Доклады. АН СССР. 1952. Т. 82, № 4. С. 623,624.
- Ежов А.И. Гранитоиды Шалгиинского района и связанные с ними послемагматические образования (Центральный Казахстан). М.: Наука. 1964, 192 с.
- Ермилова Л.П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М.: Наука. 1964, 176 с.
- Коноплянцев М.А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана. Сов. геология. 1959, № 2. С. 85 – 104.
- Могников И.С., Тарханова Г.А., Чесноков Л.В. О соотношениях уран-молибденового и олово-вольфрам-молибденового гидротермального оруденения. ГРМ. 1971, №2. С. 92 – 97.
- Повилайтис М.М. Ритмично расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.: Наука. 1990, 240 с.
- Соболева М.В., Пуговкина И.А. Минералы урана. Справочник. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 408 с.
- Черников А.А. Типоморфизм минералов урана и его практическое значение. Сов. геология. 1981, № 4. С. 209 – 214.
- Черников А.А. Глубинный гипергенез, минерало- и рудообразование. М.: Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН. 2001, 100с
- Chernikov A. A. Typomorphism of uranium minerals and its practical significance. International Geology Review. 1982. Vol. 24, N 5. P. 567 – 576.
- Frondel C. Systematic Mineralogy Of Uranium