

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.46:553.41/552.32/550.93

ДВА ЭТАПА РУДООБРАЗОВАНИЯ В W-Au МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U-Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД W-Au МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИЛАУ (ТАДЖИКИСТАН)

© 2023 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³,
Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.02.2022 г.

После доработки 05.05.2023 г.

Принято к публикации 29.05.2023 г.

Приведены новые данные изотопного U-Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Чинорсайского массива, с которым пространственно и, по-видимому, генетически связано крупное вольфрам-золоторудное месторождение Джилау. Это месторождение, наряду с другими крупными месторождениями золота (Мурунтау, Зармитан, Кумтор и др.), входит в состав крупнейшего золоторудного (вольфрам-золоторудного) металлогенического пояса Тянь-Шаня. Оно представлено небольшими телами шеелитоносных скарнов и последующим крупным внутри- и околоинтрузивным штокером жил и прожилков с шеелит-золоторудной минерализацией. Полученные конкордантные значения изотопного U-Pb-возраста циркона (301.0 ± 2.6 млн лет; СКВО = 2.6) являются более древними, чем ранее известные изотопные U-Pb-даты (порядка 288 млн лет). Это указывает на существенную длительность процесса внедрения и кристаллизации магмы, по-видимому, отвечавшей нескольким интрузивным этапам или фазам, что является важным фактором формирования ассоциирующих крупных плутогенных месторождений золота. Кроме того, установленный изотопный возраст подчеркивает более раннее формирование золото-полиметалльно-вольфрамовых месторождений по сравнению с более молодыми Mo-W- и Sn-W-месторождениями в регионе, связанном с более молодыми раннепермскими интрузиями. Обнаружены также захваченные цирконы с более древним возрастом (от порядка 970 млн лет до порядка 2200 млн лет), вероятно, представляющие возраст фундамента орогена, в том числе террейнов основания Таримского или Каракумского кратонов.

Ключевые слова: изотопные U-Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Au-W-месторождение Джилау, Таджикистан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739723600984, **EDN:** DXAKKM

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение золота (с подчиненным вольфрамом) Джилау входит в состав крупнейшего вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более

чем на 2500 км вдоль структур Срединного и Южного Тянь-Шаня (рис. 1) [1, 2]. Этот пояс включает несколько крупных (мирового класса) месторождений золота – Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др. [2–4], а также многочисленные месторождения вольфрама (Ингичке, Койташ, Лянгар, Майхура, Чорух-Дайрон, Кумбель, Кенсу и др.), причем последние относятся к различным типам – молибден-вольфрамовому, полиметалльно-вольфрамовому (с золотом), олово-вольфрамовому, золото-медно-молибден-вольфрамовому [5–7]. Все эти месторождения ассоциируют с интрузивными массивами гранитоидов (монцитов, гранодиоритов, гранитов) позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста, становление которых происходило в постколлизийных условиях после сближения

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: sergei07@mail.ru

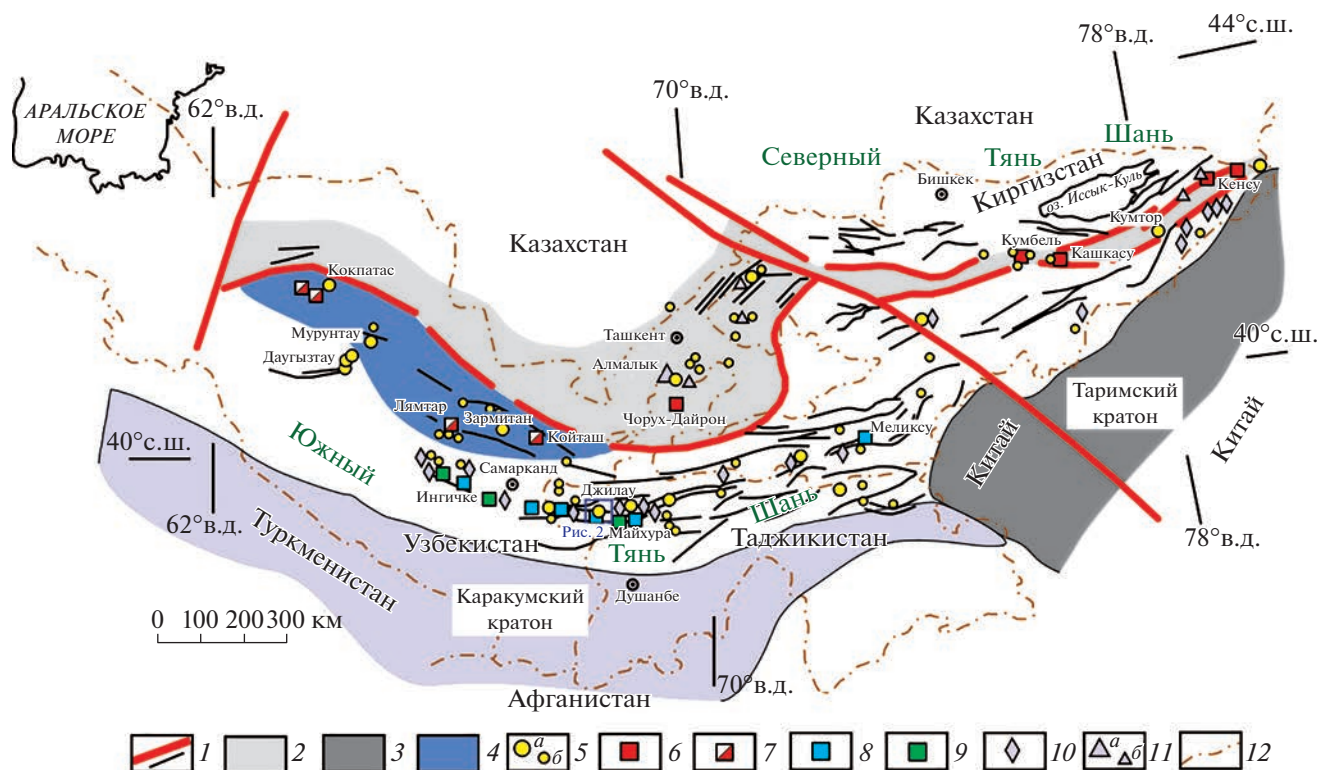


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (б) месторождения золота, 6 – золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения, 7 – молибден-вольфрамовые месторождения, 8 – полиметалло-вольфрамовые месторождения, 9 – олово-вольфрамовые месторождения, 10 – месторождения олова, 11 – главные (а) и второстепенные (б) медно-молибденовые и золото-медные порфиры, 12 – государственные границы.

Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов – после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 8, 9]. Изотопное датирование этих интрузий, направленное на изучение особенностей их генерации и кристаллизации в определенных тектонических обстановках, способствует как более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции, так и выявлению генезиса плутоногенных рудных месторождений в региональном и глобальном аспектах. Вместе с этим, хотя по многим интрузиям Тянь-Шаня, особенно сопровождаемым плутоногенными золотыми рудами, в последнее время было опубликовано значительное число изотопных определений возраста (например, [8]), многие из плутонов в регионе, сопровождаемых вольфрамовыми рудами, до сих пор остаются вне такого современного анализа. Настоящая работа служит частичному восполнению этого пробела ввиду важности датирования рудных месторождений как с точки зрения понимания их происхождения, так и прогноза, учиты-

вая их связь с определенными геологическими событиями и формациями. В настоящей работе это делается на примере месторождения Джилау, возраст которого является предметом дискуссии.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МАССИВА ГРАНИТОИДОВ

Месторождение Джилау находится в Гиссарском сегменте центральной (таджикской) части указанного пояса, на стыке Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня, разделенных глубинным Зеравшанским разломом. Оно находится в восточной приконтактной области Чинорсайского интрузивного массива (площадью 5×12 кв. км), который прорывает сланцы, известняки и песчаники силура-карбона, и включает два типа рудной минерализации (рис. 2). Скарновый полиметалло-вольфрамовый тип (скарновое вольфрамовое, с подчиненным золотом, месторождение Джилау) представлен серией тел измененных существенно пирок-

сеновых скарнов и сопряженными с ними штокверковыми зонами послескарновых метасоматитов. Среди последних различаются кальцит-эпидот-кварц-амфиболовые (пропилитовые) метасоматиты с преобладающим шеелитом и подчиненными сульфидами (пирротин, халькопирит) и последующие кварц-серицит-карбонатные метасоматиты с золото-сульфидно-шеелитовым оруденением. Присутствие пирротина подчеркивает “восстановленный” тип скарнов и послескарновых метасоматитов. Жильно-штокверковый тип (собственно золоторудное месторождение Джилау), несущий основной объем золотых руд (с подчиненным шеелитом и сульфидами), связан с развитием поздней золотоносной (карбонат)-серицит-кварцевой минерализации в приконтактной внутриинтрузивной области, с особой концентрацией ее в виде прожилков и жил в обособленных линейных зонах интенсивного рассланцевания, рассекающих Чинорсайский массив [2, 10, 11] (рис. 2). Это золоторудное месторождение рассматривается как один из наиболее типичных представителей “восстановленных” плутогенных (“reduced intrusion-related”) месторождений золота в регионе [2, 11], с характерными пространственным совмещением и генетической близостью с “восстановленными” шеелитоносными скарнами. По данным компании ZiJin Mining, его резервы и ресурсы в настоящее время составляют порядка 108 тонн Au при средних содержаниях 1.89 г/т Au. Таким образом, с учетом ранее отработанных запасов общие запасы и ресурсы месторождения изначально могли превышать 150 тонн Au.

В строении Чинорсайского массива выделяются интрузивные породы нескольких фаз внедрения, в том числе кварцевые диориты (развитые незначительно, в основном, вдоль контактов массива), а также количественно преобладающие кварцевые монцодиориты (до кварцевых монцонитов) и гранодиориты. Среднезернистые кварцевые монцодиориты-кварцевые монцониты развиты преимущественно в периферических зонах массива, тогда как средне-крупнозернистые гранодиориты преобладают в его центральной части. Кварцевые монцодиориты-кварцевые монцониты и гранодиориты образованы зональным плагиоклазом (с содержанием анортита 52–32 мол. %) (40–55 об. %), калиевым полевым шпатом – ортоклазом и микроклином (8–15 об. % в кварцевых монцодиоритах-кварцевых монцонитах, 20–25 об. % в гранодиоритах), кварцем (15–25 об. %), амфиболом (5–10 об. %) и биотитом (8–15 об. %). Акцессорные минералы – апатит, титанит, циркон, реже отмечаются ильменит, магнетит, алланит, гранат. Более поздние интрузивные фазы включают, в основном, мелкие дайки и штоки субщелочных гранитов, лейкогранитов и аплитов. Распространены также дайки поздних

основных пород (“диоритовые порфириды” и лампрофиры), которые пересекают все другие породы массива и особенно многочисленны в участках развития золотой минерализации (рис. 2). Руды и гидротермально-метасоматические образования поздней (кварц-серицит-карбонатной) стадии накладываются на все эти породы, в том числе поздние дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров. Гранитоидные породы относятся к высококалийной известково-щелочной серии, пост-коллизийным гранитоидам умеренно-глиноземистого I-типа, обогащены кальцием и характеризуются небольшим обогащением легкими лантаноидами при слабом дефиците Eu или отсутствии такового (табл. 1). В совокупности, интрузивные породы Чинорсайского массива обнаруживают сходство с породами других монцодиорит-гранодиорит-гранитных магматических комплексов, сопровождаемых золото-полиметаллово-вольфрамовой (W, Cu, Bi, As, Sb, Au) минерализацией [6]. Последняя является частью комбинированных магматогенно-рудных систем переходной ильменитовой-магнетитовой серии, которые, наряду с вольфрамовым, включают также синхронные или несколько более молодые плутогенные (“intrusion-related”) существенно золоторудные месторождения [6].

Известные изотопные данные по возрасту продуктивных интрузий месторождения Джилау (Чинорсайскому массиву) включают калий-аргоновые датировки порядка 329–306 млн лет и 299 ± 9 млн лет [2, 11]. Имеется лишь единственное изотопное U–Pb-определение возраста (LA–ICP–MS-методом по циркону) гранодиоритов продуктивного интрузива, составляющее 288.3 ± 4.2 млн лет; в его породах было отмечено также присутствие ксеногенных (унаследованных) кристаллов циркона с изотопным U–Pb-возрастом 850–500 млн лет [12].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Проба для U–Pb-изотопного датирования циркона была отобрана из среднезернистых, слабопорфировидных гранодиоритов Чинорсайского массива (рис. 2). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей пород приведен в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зерен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измере-

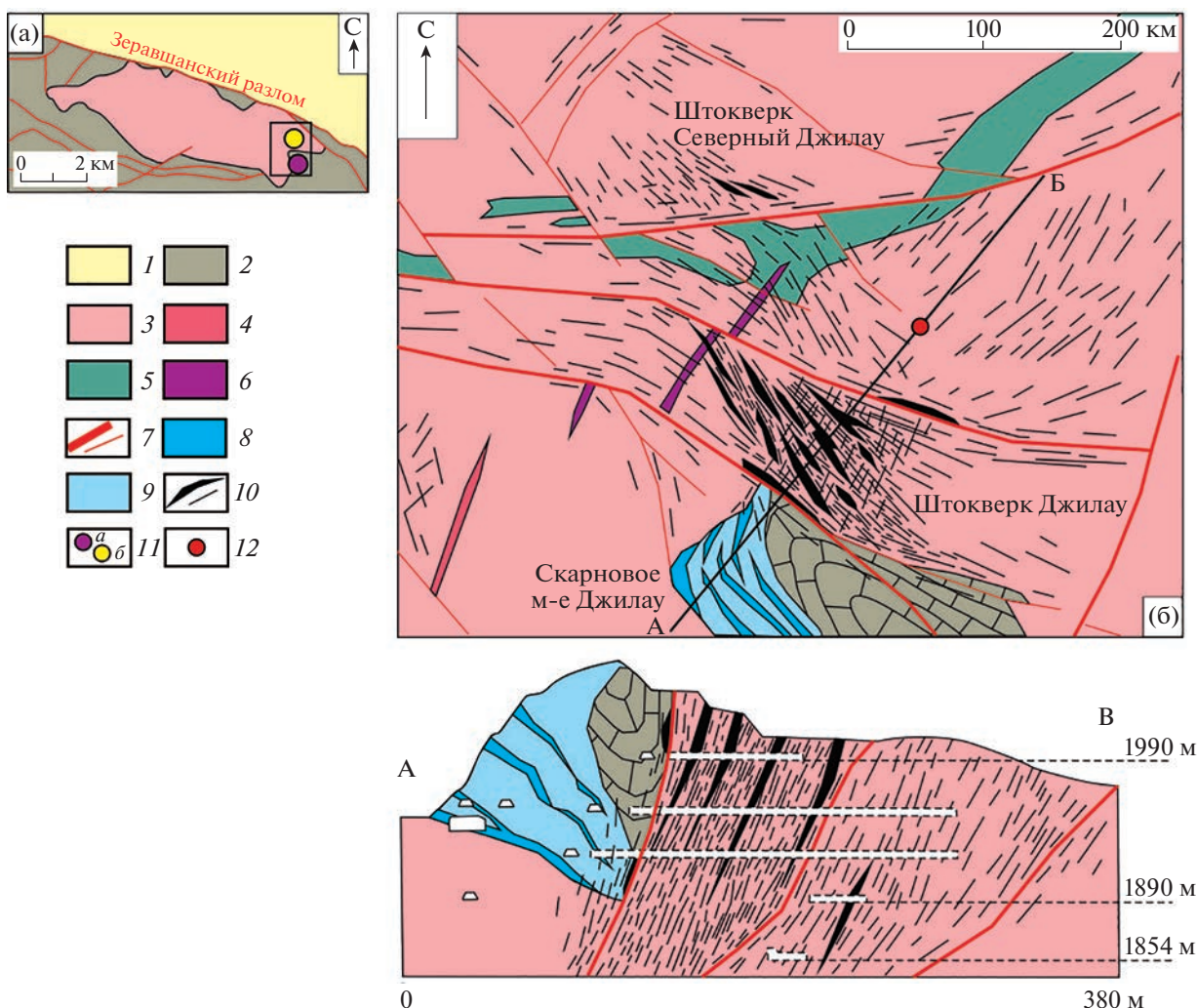


Рис. 2. Геологические схемы Чинорсайского массива (а) и месторождения Джилау (б), с разрезом по линии АВ (по данным [2, 9, 10]). 1 – неогеновые и четвертичные отложения, 2 – карбонатные породы девона-карбона, 3 – гранодиориты Чинорсайского массива, 4 – граниты-аплиты, 5 – диоритовые порфиры, 6 – лампрофиры, 7 – разрывные нарушения разных порядков, 8 – скарны и скарнированные карбонатные породы, 9 – скарново-рудные тела с шеелитом и золотом, 10 – зоны кварц-серицит-карбонатных метасоматитов и зоны тонких кварц-серицит-карбонатных прожилков с шеелитом и золотом, 11 – месторождения Джилау скарновое (а) и штокверк Джилау (б), 12 – место отбора пробы для изотопного датирования цирконов.

ния масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Нз и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [13]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} =$

$= 137.818$ [14]. Для учета элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [15]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [16]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [17], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Акцессорный циркон в изученных породах довольно редок, что согласуется с невысоким общим содержанием Zr (табл. 1). Тем не менее из пробы извлечены и изучены 14 прозрачных бесцветных хорошо ограненных кристаллов циркона

таблитчатой до удлинённо-призматической формы длиной 100–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:2 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдаются небольшое темное или светлое неяснозональное до незонального ядро призматической формы и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Результаты большинства анализов цирконов (табл. 2), соответствующие зональным оболочкам зерен циркона, включающих обособленные ядерные области, или зональных зерен циркона без обособленных ядерных областей, на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии со значениями 301.0 ± 2.6 млн лет (СКВО = 2.0) (табл. 2; рис. 4). В одном зерне, в области его зональной оболочки, установлено значение изотопного U–Pb-возраста 315 ± 8.4 млн лет (СКВО = 0.99) (табл. 2; рис. 4). В отличие от них, анализы ядер, обособленных в некоторых зернах циркона, дали значительно более древние значения изотопного U–Pb-возраста, варьирующие в широком диапазоне от порядка 970 млн лет (конкордантное значение соответствует 968 ± 6 млн лет; СКВО = 1.7) до порядка 2200 млн лет (табл. 2).

В отношении зональных кристаллов циркона, их призматический габитус и осцилляторная зональность указывают на их формирование из магмы. Как следствие, полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста 301.0 ± 2.6 млн лет, отвечающие времени кристаллизации магмы, могут рассматриваться как возраст становления соответствующей части Чинорсайского массива. Кристаллы циркона, характеризующиеся наиболее молодым возрастом, могут быть отнесены к “автокристам”, т.к. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заклучительных) и наиболее дифференцированных порций магматического расплава [18]. В отличие от них, кристалл циркона, для которого установлено более древнее значение изотопного U–Pb-возраста 316 млн лет, может быть отнесен к “антекристам” (по [18]), которые кристаллизуются в промежуточных магматических очагах и камерах; они характеризуются несколько более древним возрастом, обуславливающим дисперсию конкордантных U–Pb-возрастов и отвечающим последовательному развитию крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) в условиях его застоя или перемещения на более глубинных уровнях земной коры. Напротив, разновозрастные “древние” ядра кристаллов циркона, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”, по [18]), или “унаследованными”, захваченными из пород, через которые внедрялась магма гранодиоритов или ее материнский расплав. Среди этих пород можно предполагать различные докембрийские субстраты метаморфического фундамента орогена.

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученной пробе гранодиоритов Чинорсайского массива

мас. %		г/т (ppm)		г/т (ppm)		г/т (ppm)	
SiO ₂	65.20	Ba	2434	Ta	0.84	Tm	0.21
TiO ₂	0.35	Sr	674	Th	10.8	Yb	1.21
Al ₂ O ₃	16.36	Co	6.72	U	3.13	Lu	0.20
Fe ₂ O ₃	1.14	Ni	1.86	Cu	64.3		
FeO	2.44	V	43.4	Zn	28.0		
MnO	0.09	Cr	31.0	Pb	34.1		
MgO	1.69	Li	18.6	La	32.6		
CaO	3.76	Rb	81.8	Ce	74.3		
Na ₂ O	2.87	Be	3.33	Pr	6.11		
K ₂ O	3.15	Zr	147	Nd	25.0		
P ₂ O ₅	0.14	Nb	7.84	Sm	4.52		
F	0.04	Y	11.4	Eu	1.73		
CO ₂	0.28	Sn	2.19	Gd	3.56		
S _{total}	0.19	Mo	2.82	Tb	0.80		
H ₂ O [–]	0.73	W	2.96	Dy	2.61		
H ₂ O ⁺	1.92	Cs	1.43	Ho	0.59		
Total	100.35	Hf	3.91	Er	1.33		

Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, F – методом ионной хроматографии, CO₂ – методом кислотного титрования, S_{общ.} – методом йодного титрования, H₂O[±] – гравиметрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения изотопного возраста заметно древнее такового, ранее установленного для циркона из гранодиоритов Чинорсайского массива (288.3 ± 4.2 млн лет; [12]). Это может быть интерпретировано в пользу длительной, многоэтапной (многофазной) кристаллизации пород массива, таким образом, протекавшей в течение порядка 13 млн лет, возможно, с наличием обособленных, но пространственно сближенных и прорывающих друг друга штоков интрузивных пород ряда последовательных (хотя и близких по составу) фаз внедрения. Именно длительная магматическая дифференциация и кристаллизация, по-видимому, являются необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутогенных месторождений золота и ассоциирующих металлов (вольфрама и др.). Это согласуется с длительной историей магматогенно-рудной эволюции месторождения Джилы, где наиболее ранними являются шеелитоносные скарны, а основные концентрации золота и суль-

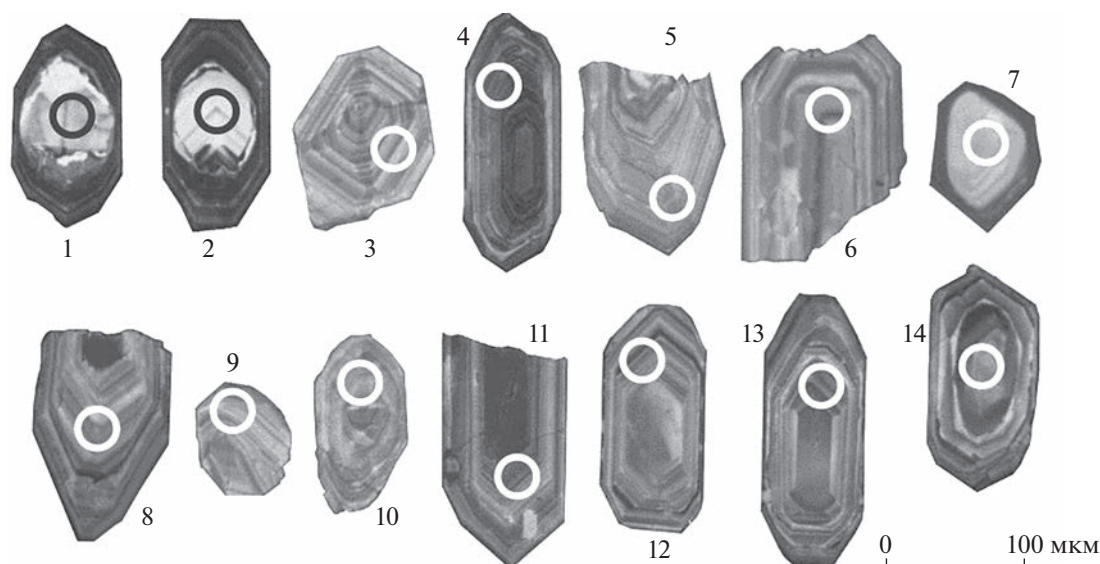


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранодиоритов Чинорсайского массива. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2.

фидов связаны с более поздними жильно-што-
кверковыми системами низкотемпературных
(карбонат)-серицит-кварцевых метасоматитов.

Указанный позднейший позднекаменноуголь-
ный возраст циркона из пород Чинорсайского
массива (301.0 ± 2.6 млн лет), сопровождаемого
ранним полиметалльно-вольфрамовой (с золотом)

минерализацией, отвечает наиболее раннему эта-
пу позднекаменноугольной-раннепермской эпо-
хи образования вольфрамовых месторождений
Тянь-Шаня [7]. Напротив, более молодые (ран-
непермские) интрузивные комплексы Гиссар-
ского сегмента, в том числе северо-варзобский
(акбайджумонский) гранодиорит-гранитный

Таблица 2. Результаты изотопных U/Pb-исследований циркона из гранодиоритов Чинорсайского массива

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	
1	95	257	1.10	8.69877	1.5	0.40224	1.4	0.9	2307	28	2179	53	5.5
2	32	216	0.71	1.61640	1.8	0.16124	1.4	0.8	977	22	964	26	1.3
3	53	1205	0.10	0.34690	1.6	0.04800	1.4	0.9	302	8	302	8	0.0
4	66	1524	0.16	0.34893	1.7	0.04767	1.4	0.8	304	9	300	8	1.2
5	64	1465	0.17	0.34322	1.6	0.04766	1.4	0.9	300	8	300	8	-0.2
6	89	2026	0.15	0.34230	1.6	0.04759	1.4	0.9	299	8	300	8	-0.3
7	22	150	0.73	1.57911	1.8	0.16084	1.4	0.8	962	22	961	26	0.1
8	51	1159	0.15	0.34767	1.7	0.04789	1.4	0.8	303	9	302	8	0.5
9	57	1245	0.16	0.36644	1.6	0.05005	1.4	0.9	317	9	315	9	0.7
10	53	1213	0.16	0.35014	1.8	0.04798	1.4	0.8	305	9	302	8	0.9
11	75	1735	0.09	0.34484	1.7	0.04733	1.4	0.9	301	9	298	8	0.9
12	36	823	0.15	0.34749	1.8	0.04764	1.4	0.8	303	9	300	8	0.9
13	69	1564	0.13	0.34811	1.7	0.04813	1.4	0.8	303	9	303	8	0.1
14	62	1424	0.16	0.34467	1.6	0.04754	1.4	0.9	301	8	299	8	0.4

Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

комплекс (295–285 млн лет), южно-варзобский и органигский гранит-лейкогранитные комплексы (290 ± 12 млн лет и 262 ± 9 млн лет соответственно) [19], сопровождаются олово-вольфрамовыми и редкометалльно-олово-вольфрамовыми рудами. Подобные раннепермские датировки установлены и на скарновых молибден-вольфрамовых месторождениях в более широком регионе Южного Тянь-Шаня. В частности, в Нуратинском сегменте Южного Тянь-Шаня, расположенном к северу от Гиссарского сегмента, скарновые молибден-вольфрамовые месторождения Койташ и Лянгар связаны с монцодиорит-гранодиорит-лейкогранитными комплексами, К–Аг-возраст которых еще более молодой и варьирует от 271 ± 6 до 260 ± 4.5 млн лет и от 269 ± 6 до 255 ± 6 млн лет соответственно (см. обзор в [7]). В частности, для гранитоидов месторождения Лянгар (Актауский массив) был установлен также U–Pb-возраст циркона 276 ± 9 млн лет [8]. Примечательно, что близкий (раннепермский) возраст установлен и для наиболее значительных месторождений золота Южного Тянь-Шаня: например, изотопный Re–Os-возраст 294–288 млн лет был показан для руд месторождения золота Мурунтау [3], а возраст 287–281 млн лет – для пород Кошрабадского интрузива, с которым ассоциирует крупное месторождение золота Зармитан [8]. Это близко возрасту более поздних интрузивных фаз Чинорсайского массива, с которыми ассоциируют наиболее значительные золотые руды месторождения Джилау [12].

Таким образом, установленный возраст (301.0 ± 2.6 млн лет) интрузивных пород Чинорсайского массива, с которым связано месторождение Джилау, является одним из наиболее древних среди датировок интрузивных пород, продуктивных на скарновое вольфрамовое оруденение в Гиссарском сегменте и в более широком регионе Южного Тянь-Шаня. Это подтверждает общую модель последовательности образования вольфрамовых руд в постколлизийных орогенах – от полиметалльно-вольфрамовых к олово-вольфрамовым и молибден-вольфрамовым [7]. При этом основной объем золотых руд в регионе также является более молодым, в целом отвечая более позднему (раннепермскому) этапу позднекаменноугольной-раннепермской металлогенической эпохи Тянь-Шаня, таким образом, существенно сближаясь с временем формирования молибден-вольфрамовых и олово-вольфрамовых месторождений.

Возрастные датировки пород Чинорсайского массива, составившие, по ранее имевшимся изотопным U–Pb-данным, 288.3 ± 4.2 млн лет, вместе с геохимическими особенностями пород, были интерпретированы в пользу пост-коллизийного выплавления гранитоидной магмы из древнего корового субстрата (палеопротерозой-

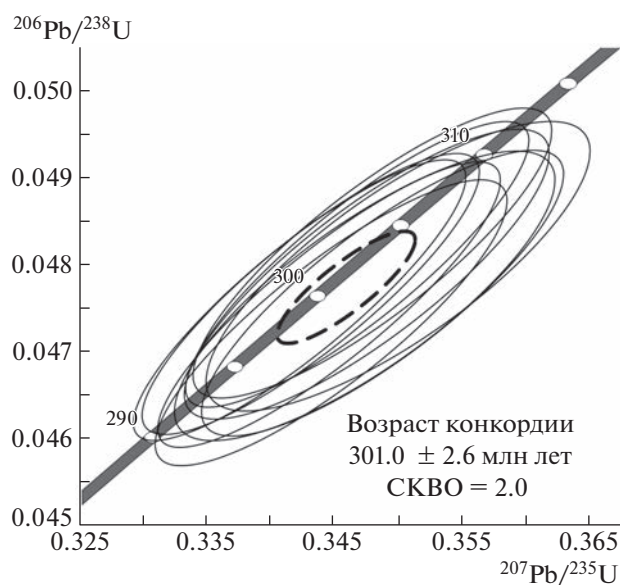


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиоритов Чинорсайского массива. Тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ .

ской или более древней коры), возможно, при участии мантийных, астеносферных основных магм, которые взаимодействовали с веществом литосферных килей докембрийских континентальных блоков [12]. Вместе с этим в работе [12] была показана двойственная специфика пород Чинорсайского массива, выраженная в их возрастной близости с процессами субдукции в регионе, при том, что их геохимические особенности указывают на их пост-коллизийное внедрение. Полученные нами новые данные подчеркивают еще более древний возраст пород массива, поэтому вопрос о соотношении с субдукционным режимом становится тем более актуальным. Для решения этой проблемы допускается кратковременное (средний-поздний карбон) существование узкого субширотного Гиссарского бассейна, сформированного при рифтинге южной пассивной окраины Туркестанского палеоокеана, с субдукцией океанической коры в северном направлении и закрытием этого бассейна в позднем карбоне, с проявлением соответствующих позднекаменноугольных пост-коллизийных процессов [12]. Последнее произошло задолго до закрытия самого Туркестанского палеоокеана, с пост-коллизийной эволюцией как активных, так и пассивных окраин которого связаны более молодые (ранне- и позднепермские) гранитоидные комплексы Южного Тянь-Шаня [12].

Изотопный возраст “древних” ядер цирконов, варьирующий от 970 до 2200 млн лет, является более древним, чем возраст ксеногенных (захваченных) зерен циркона, установленный в работе [12] и составлявший 500–850 млн лет. Последний был интерпретирован как соответствующий возрасту метаморфических пород (мигматитизированных кристаллических сланцев) Гармского континентального блока, расположенного восточнее района месторождения Джилау и указывающий на формирование Гиссарского сегмента Южного Тянь-Шаня на континентальном основании палеопротерозойской или более древней коры [12]. Если возраст порядка 970 млн лет до определенной степени сопоставим с наиболее древними из указанных датировок, то другой полученный возраст (около 2200 млн лет) указывает на наличие в фундаменте Гиссарского сегмента гораздо более древнего субстрата, соответствующего фундаменту Таримского или Каракумского кратонов [20].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН (тема № 121041500227-9) и ИГМ СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кудрин В.С., Соловьев С.Г., Ставинский В.А., Кабардин Л.Л. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 13–26.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.), Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication. 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltmann R., Goldfarb R., Zu B., Creaser R.A., Dolgoplova A., Shatov V.V. Muruntau, Uzbekistan: The world's largest epigenetic gold deposit // SEG Spec. Publ. 2020. V. 23. P. 497–521.
4. Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38 (3). С. 238–257.
5. Соловьев С.Г. Металлогения фанерозойских скарновых месторождений вольфрама. М., Научный мир, 2008. 368 с.
6. Soloviev S.G., Kryazhev S.G. Tungsten mineralization in the Tien Shan Gold Belt: Geology, petrology, fluid inclusion, and stable isotope study of the Ingichke reduced tungsten skarn deposit, Western Uzbekistan // Ore Geology Reviews. 2018. V. 101. P. 700–724.
7. Soloviev S.G., Kryazhev S.G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Koitash W–Mo skarn and W–Au stockwork deposit, Western Uzbekistan, Tien Shan // Mineralium Deposita. 2019. V. 54 (8). P. 1179–1206.
8. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 821–838.
9. Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 76–109.
10. Дзайнуков А.Б., Николов А.А., Вухтер Б.Я. и др. Месторождение Джилау / Золоторудные месторождения СССР. Золоторудные месторождения Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. Т. 2. С. 217–222.
11. Cole A., Wilkinson J.J., Halls C., Serenko T.J. Geological characteristics, tectonic setting and preliminary interpretations of the Jilau gold-quartz vein deposit, Tajikistan // Mineralium Deposita. 2000. V. 35 (7). P. 600–618.
12. Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 110–130.
13. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS / Sylvester P. (ed.), Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40. P. 307–311.
14. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
15. Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al. Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
16. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.

17. *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., et al.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 115–140.
18. *Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
19. *Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б.* Редкометалльные граниты в Южном Тянь-Шане и связанное с ними оруденение / В сб. Мамаджанов Ю.М. (ред.), Проблемы петрологии и металлогении Средней Азии. Душанбе, Дониш, 2015, с. 48–59.
20. *Konopelko D., Klemm R., Mamadjanov Y., Fidaev D., Sergeev S.* Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm block, South Tien Shan, Tajikistan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 711–727.

TWO STAGES OF MINERALIZATION IN THE SOUTHERN TIEN SHAN Au-W METALLOGENIC BELT: ISOTOPIC U-Pb DATING (LA-ICP-MS METHOD) OF ZIRCON FROM INTRUSIVE ROCKS AT THE JILAU W-Au DEPOSIT (TAJIKISTAN)

**S. G. Soloviev^{a, #}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c,
Y. A. Kalinin^c, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a**

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

^c*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: sergei07@mail.ru*

The paper presents new isotopic U–Pb zircon data (LA–ICP–MS method) on the intrusive rocks from the Chinorsai massif, which is spatially and probably genetically related to the large Jilau tungsten-gold deposit. This deposit, together with the other large Au deposits (Muruntau, Zarmitan, Kumtor, etc.) is part of the largest Au (Au–W) metallogenic belt of Tien Shan. The deposit is represented by small zones of scheelite-bearing skarn and later (overprinting) large stockwork of veins and veinlets with scheelite-gold mineralization that occurs within and near the intrusion. The concordant isotopic zircon U–Pb data (301.0 ± 2.6 Ma; MSWD = 2.6) are older than the isotopic zircon U–Pb data previously reported (about 288 Ma). This indicates a substantial extent of the magma emplacement and crystallization process that probably corresponded to several intrusive events or phases, which is a prerequisite for the formation of associated intrusive-related Au deposits. Also, the isotopic age determined highlights the earlier formation of gold-polymetallic-tungsten deposits as compared to Mo–W and Sn–W deposits in the region, which are related to the later Early Permian intrusions. In addition, zircon xenocrysts with much older age (from ca. 970 Ma to ca. 2200 Ma) have been identified; they probably represent the age of the orogenic basement including that of the basement terranes of the Tarim and Karakum cratons.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Jilau Au–W deposit, Tajikistan, Tien Shan