

ТАРАТАШСКИЙ И АЛЕКСАНДРОВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): Т-ТОГРАНИЧЕНИЯ

С. Синдерн, Ю.Л. Ронкин, Р. Хетцель, Б.А. Шульте, У. Крамм, А.В. Маслов, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова

Тараташский полиметаморфический комплекс (ТК), площадью около 400 кв. км, локализован в пределах Центрально-Уральской мегазоны (рис. 1 А). Большинство исследователей ТК считается древнейшим на Урале и сопоставляется с нижнепротерозойскими форма-

циями фундамента Русской платформы. Вмещающими толщами для ТК являются вулканогенно-осадочные образования айской и саткинской свит нижнего рифея (рис. 1 Б). В составе комплекса выделяются несколько групп пород: разнообразные по минеральному составу гней-

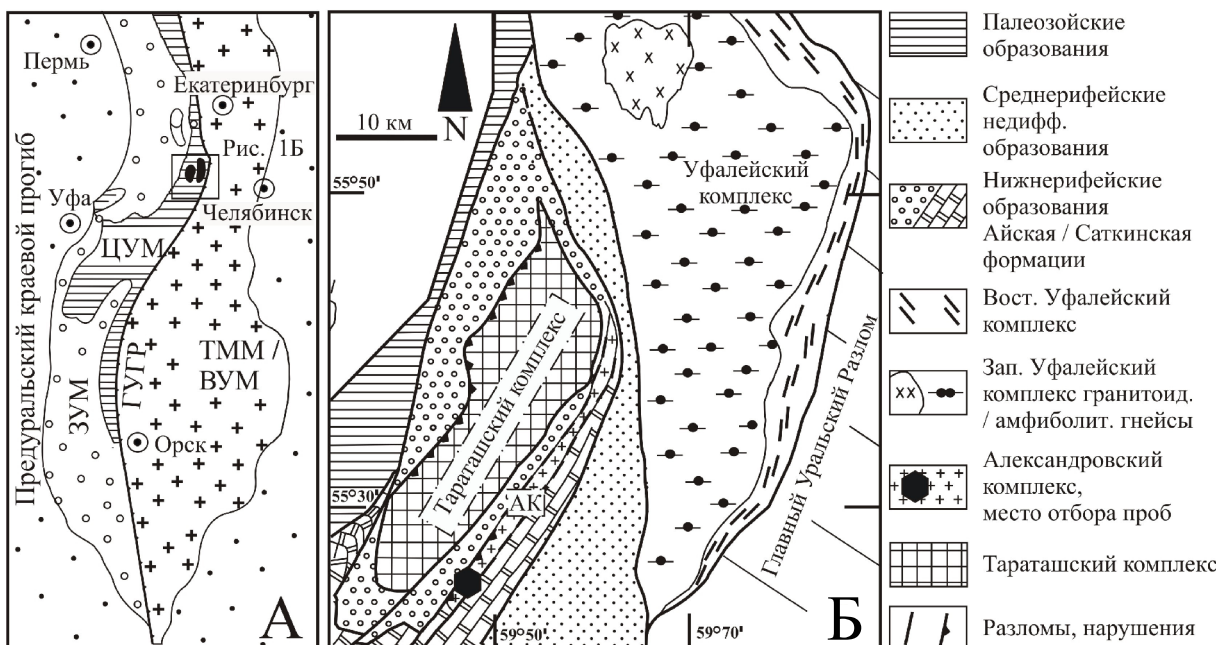


Рис. 1. Схематические геологические карты, демонстрирующие локализацию тараташского комплекса: А – в пределах среднего и южного Урала; ЗУМ – Западно-Уральская Мегазона; ЦУМ – Центрально-Уральская Мегазона, ГУГР – Главный Уральский Глубинный Разлом; ТММ – Тагило-Магнитогорская Мегазона; ВУМ – Восточно-Уральская Мегазона; Б – в сочетании с александровским и уфалейскими комплексами, с упрощениями на основании [Козлов, 1982; Echtler et al., 1997].

сы, двупироксеновые кристаллические сланцы, кварцсодержащие диориты и габбро-диориты, кварц-полевошпатовые породы. Весь комплекс пород метаморфизован в условиях гранулитовой фации. Александровский комплекс (АК) приурочен к Зюраткульскому разлому, отделяющему ТК от метаморфической зоны Уралтау и в первом приближении представляет собой узкий тектонический клин длиной 25 км и шириной 1-2,5 км (рис. 1Б). История изучения ТК методами изотопной геологии насчитывает уже более 40 лет (К-Аг, б-Pb, U-Th-Pb и термоизохронный методы) [Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1964; Тугаринов и др., 1970; Ленных, Краснобаев, 1978; Краснобаев 1986; Краснобаев и Чередниченко, 2005;], характеризуясь тем, что основные отечественные работы по изучению этого объекта приурочены к 60-70-м годам с соответствующим уровнем аналитики. Первыми работами были установлены, как минимум, четыре возрастных интервала, соответствующих гранулитовому метаморфизму, высокотемпературному диафторезу в условиях амфиболитовой фации, метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации и этапу зеленосланцевого диафтореза. Тем не менее, многие аспекты эволюции этого объекта до сих пор не выяснены до конца и в свете имеющихся данных представляются противоречивыми. Более современные публикации вскрывают новые факты [Sindern et. al., 2001, 2005; Schulte & Sindern, 2001; Попов и др., 2002; Пыстина, Пыстин, 2002]. В работе [Краснобаев, Чередниченко, 2005] U-Pb датирование цирконов метаморфитов ТК демонстрирует архейскую цифру: 2915 ± 155 млн лет. К сожалению, указанными авторами выполнено U-Pb датирование фракций цирконов, исходные навески которых достигают значительных величин (6,5-11,2 мг). Учитывая приведенное в этой же статье большое разнообразие минералогических особенностей изученных кристаллов (облик, прозрачность, особенности внутреннего строения) и наличие нескольких их генераций, корректность полученных U-Pb возрастов представляется дискуссионной. Очевидно, что U-Pb датирование относительно «больших» навесок (миллиграммовых количеств – сотен, тысяч индивидуальных кристаллов) гетерогенных цирконов неизбежно приводит к заведомой неопределенности. Успешная реализация U-Pb датирования миллиграммовых количеств во многом определяется степенью «однородности» (цвет, размеры, форма, содержание

включений и т.д. и т.п.) выделяемых «монокристаллов» цирконов. Иными словами, результаты датирования такого «сообщества», даже после трудоемкой селекции зерен, характеризуются определенным «усреднением», которое, в свою очередь, не может быть описано в рамках достаточно унитарных графических моделей, применяемых при интерпретации экспериментально-полученных U-Pb изотопных данных. Уменьшение же объема анализируемого материала требует соответствующих аналитических возможностей, наличия прецизионных анализаторов и адекватной «чистой» химии на этапе кислотного разложения цирконов. С появлением современных высокочувствительных масс-спектрометров и дальнейшим развитием методов кислотного разложения исследуемого вещества появилась потенциальная возможность датирования единичных кристаллов цирконов и даже их фрагментов. В результате, исследователь имеет уникальную возможность детального выбора определенного индивида, обладающего набором конкретных особенностей, соответствующих решаемой задаче. Как показала практика U-Pb датирования единичных цирконов, в подавляющем большинстве полученные данные имеют меньшую дискордантность и большую точность в сравнении с анализом значительных по объему концентратов цирконов. Точность датировок возрастает в связи с тем, что фигуративные точки на соответствующих графиках локализуются либо вблизи, либо непосредственно на конкордии, что позволяет минимизировать погрешности, связанные с проецированием значительной дискордантности на конкордию.

В работе [Пыстина, Пыстин, 2002] выполнен значительный объем исследований минералогических особенностей цирконов АК с помощью SEM и микрозондового анализа. Прекрасно классифицированный материал датирован с помощью термоионного (одно измерение) и, вероятно, SIMS (?) – 4 фигуративных точки (без указания погрешностей и Rho), характеризующихся диапазоном $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов 970-2080 млн лет.

Рассматривая изученность ТК другими изотопными методами, можно констатировать тот факт, что реализованные в прошлом изыскания [Овчинников и др., 1964] с помощью Rb-Sr (всего три модельных возраста!) и K-Ag (в основном, по валу) методов также страдают определенной скудностью и архаичностью в плане аналитического уровня.

Таким образом, изучение эволюции ТК и АК с помощью современных методов изотопной геологии представляется весьма актуальным направлением, что и было выполнено в рамках настоящей работы. Кроме получения новой возрастной информации по обсуждаемому объекту (с помощью современных аналитических приемов), нами было также проведено изучение поведения различных радиогенных систем (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, ^{39}Ar - ^{40}Ar) с учетом теоретических и эмпирических разработок в области пороговых температур открытия изотопных систем в различных минералах [Armstrong, 1966; Harper, 1967; Dodson, 1973, 1975, 1976; Hofmann, 1970; Hofman et al., 1974], что позволило произвести T-t реконструкцию истории формирования ТК [Schulte, Sindern, 2001; Sindern et al., 2001].

Изученные образцы. На рис. 1-2 и в табл. 1 приводятся сведения о локализации и минеральном составе образцов, изученных в этой работе. Большинство образцов, изученных

в дальнейшем с помощью методов изотопной геологии, были подвергнуты детальному микронзондовому исследованию с целью установления условий метаморфизма ТК и АК.

Аналитика

Микронзондовый анализ был выполнен с помощью анализаторов Cameca SX50 (Университет Darmstadt) и Cameca SX100 (GFZ Potsdam) при следующих параметрах: ускоряющем напряжении 15 kv, токе пучка 10-20 на, диаметре пучка 2-10 μm , времени измерения 10-30 сек.

U-Pb. Выделение цирконов из пород производилось по традиционной схеме, тяжелые минералы были извлечены после дробления исходных проб путем расситовки, отсадки на концентрационном столе, сепарации на магнитном сепараторе и в тяжелых жидкостях. Окончательная отборка осуществлялась вручную, под биноклем. Перед масс-спектрометрическим анализом отобранные индивиды были подвергнуты процедуре аэробразии [Krogh, 1982] в сре-

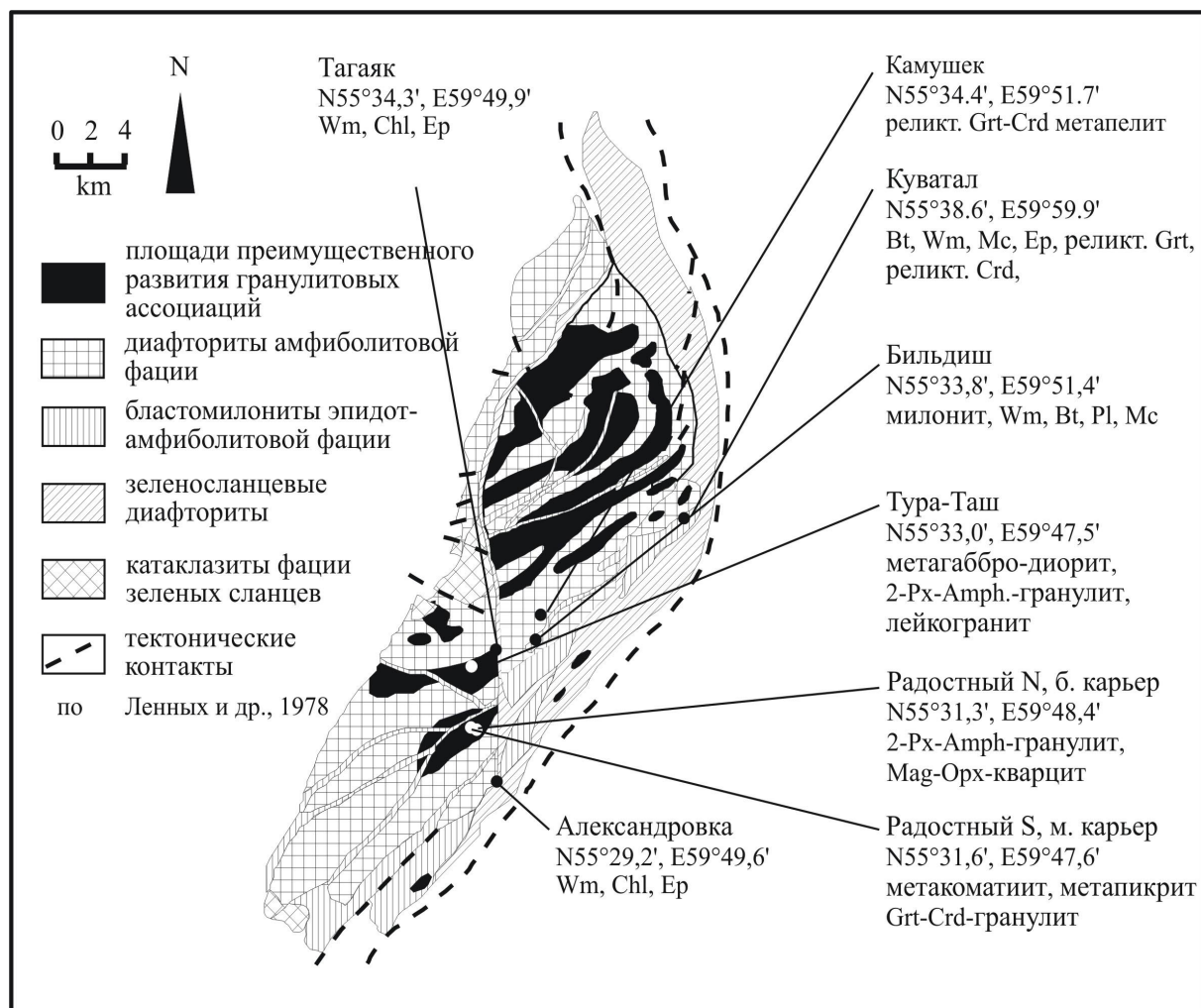


Рис. 2. Локализация изученных образцов в пределах ТК.

Краткое описание представительных образцов ТК и АК

Образец	Локализация (рис. 2)	Фация метаморфизма	Порода-минералы
Метаосадки			
104	Радостный, южный карьер	гранулитовая	Grt-Crd гранулит: Grt + Crd + Bt+ Akf + Pl + Qtz – Wm
124	Радостный, южный карьер	гранулитовая	Кварцит магнетитовый: Opx + Grt + b-Qtz+ Amp + Mag
142	Радостный, южный карьер	амфиболитовая	Метакластит: Grt + Bt1 + Pl + Qtz- Ep + Chl + Bt ₂ + Wm + Mag
175	Радостный, северный карьер	гранулитовая	Grt-Crd-гранулит: Grt + Crd + Bt+ Sil + Akf + Pl + b-Qtz – Wm
26.6	Радостный, северный карьер	амфиболитовая	Мигматит, лейкосома: Pl + Akf+ Qtz + Wm
26А	Радостный, северный карьер	от амфиболитовой до зелено-сланцевой	Амфиболит: Bt + Pl + Epi + Qtz
Лейкогранит			
34.4	Тура-Таш	амфиболитовая	Pl + Qtz + Akf-Epi + Chl
Метабазиты			
145	Радостный, южный карьер	гранулитовая	Metabasic granulite: Opx + Amp + Pl+ Qtz + opak - Grt + Bt
179	Тура-Таш	гранулитовая	Метараббро: Cpx + Opx + Amp1 + Pl+ Qtz - Amp ₂ + Bt + Pl ₂ + Qtz ₂
Метабазит			
127	Радостный, северный карьер	амфиболитовая	Тальк + Carb + Grt + Ath
Метагранитоид меланотизированный			
78, 92	Бильдиш	эпидот-амфиболитовая	[Grt + пертит] - Mc + Pl + Wm+ Bt + Qtz
136	Бильдиш	эпидот-амфиболитовая	[Grt + пертит] – Mc + Pl + Wm+ Bt + Qtz
191	Куватал	эпидот-амфиболитовая	[Grt + Akf] + Bt + Pl + Mc+ Wm + Qtz
R85	Александровский комплекс	зелено-сланцевая	[Bt] – Ab + Wm + Chl + Qtz
R86	Александровский комплекс	зелено-сланцевая	[Bt] – Ab + Wm + Chl + Qtz
Метаосадок милонизированный			
83	Александровский комплекс	зелено-сланцевая	[Bt] – Ab + Wm + Chl + Qtz

Примечание: Akf – щелочн. пол. шпат, Ab – альбит, Amp – амфибол, Adr – андрадит, Ath – антофиллит, Bt – биотит, Carb – карбонат, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, Crd – кордиерит, Di – диопсид, Ep – эпидот, Grt – гранат, Mag – магнетит, Mc – микроклин, Opx – ортопироксен, Phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Sil – силлиманит, Wm – белая слюда, [] – резорбированный. Места отбора см. рис. 1-2.

де пиритового концентрата. U-Pb датирование единичных кристаллов циркона было выполнено методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$, одновременного разложения нескольких кристаллов в теф-

лоновой капсуле и дальнейшего масс-спектрометрического анализа без хроматографического разделения Pb и U [Синдерн и др., 2003].

Rb-Sr. Определения концентраций и изотопного состава Rb, Sr были выполнены масс-

спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием соответствующего смешанного трассера после кислотного разложения смесью $\text{HF} + \text{HNO}_3$ в тefлоновых автоклавах и дальнейшего измерения изотопного состава интересующих элементов с помощью прецизионного мультиколлекторного анализатора VG Sector 54 в статическом режиме. Погрешности для измеренных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

контролировались путем анализа аттестованных международных стандартов NBS-987 и BCR-2.

^{40}Ar - ^{39}Ar . Для датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ использовались монофракции белых слюдов, полученных после дробления, использования разномасштабных сит, магнитного сепаратора, фрикционного разделения на бумаге и финишного отбора вручную, под биноклем. Облучение проводилось в реакторе университета г. Мичиган. В качестве мониторов использовались навески стандартного образца MMhb-1 с возрастом $523,1 \pm 0,08$ млн лет [Renne et al., 1998]. Эксперименты по ступенчатому нагреву исследуемых образцов проводились в цельнометаллическом реакторе с печью внешнего прогрева в диапазоне температур 600-1400 °C. Выделенные газы очищались с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на модифицированном газовом масс-спектрометре MAP 215-50B в статическом режиме [Villa et al., 2000].

Расчеты возрастов и соответствующих параметров U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ar систем осуществлялись с помощью Isoplot/Ex ver. 2.49 [Ludwig, 2001].

Результаты и обсуждение. Результаты U-Pb, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопного датирования приводятся на рис. 3-5. Полученные U-Pb, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопные данные фиксируют несколько возрастных событий в диапазоне 2344 ± 29 - 299 ± 4 млн лет, в зависимости от устойчивости каждой изотопной системы конкретных минералов от P-T условий.

ТК: ранние постгранулитовые высокотемпературные события. Три цирконовые фракции (содержащие каждая по 2-3 короткопризматических прозрачных кристалла длиной менее 250 μm), выделенные из недеформированного Тура-Ташского гранита 34,4 на графике Ahrens & Wetherill аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 2344 ± 29 млн лет (рис. 3А), интерпретируемый как время кристаллизации гранита. Недеформированная текстура гранита позволяет подразумевать, что полученный возраст должен быть моложе времени, соответствующего пику гранулитовой фазии метаморфизма. Строго говоря, этот возраст отражает минимальное время высокотемпературного метаморфического события. Поскольку возраста, соответствующие кристаллизации гранита и проявления гранулитового метаморфизма, очевидно, связаны, можно предположить, что

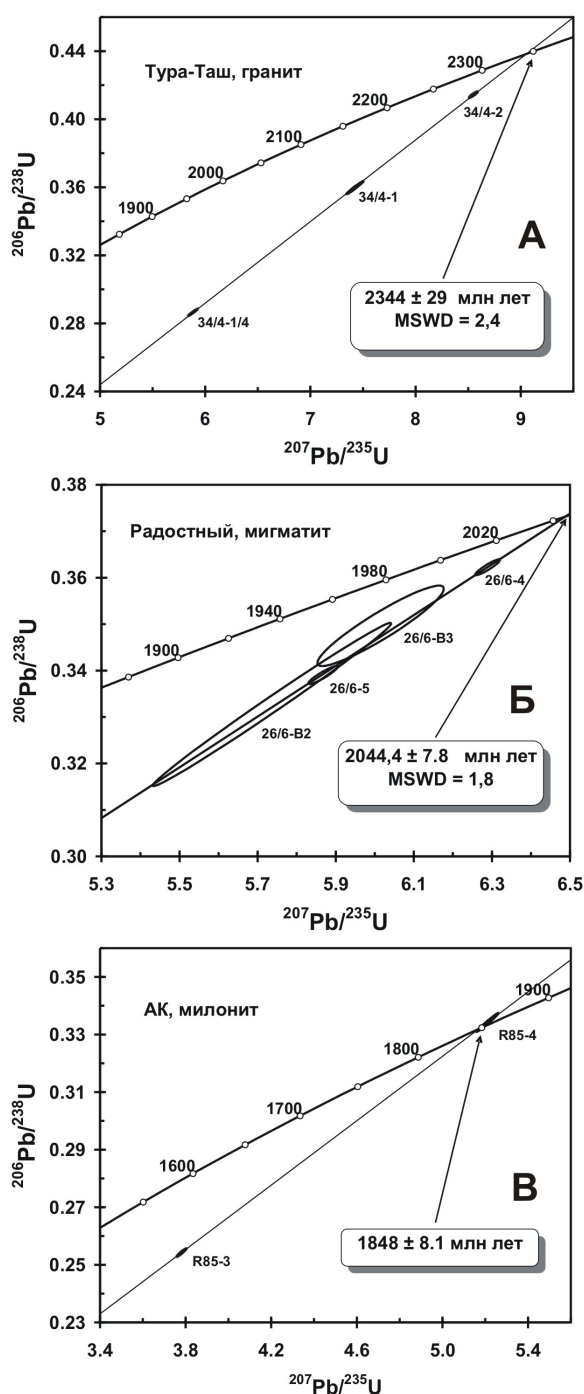


Рис. 3. U-Pb ID-TIMS результаты по цирконам: А – лейкократового гранита 34.4 (Тура –Таш, ТК); Б – лейкосомы мигматита 26.6 (карьер Радостный, ТК); В – милонита 85 (АК).

время проявления гранулитовой фации метаморфизма, вероятно, не намного больше. Это предположение находит подтверждение в Sm-Nd модельных возрастах 2052-2412 млн лет, полученных по валовым составам метапелита [Ронкин и др., 2003] и характеризующих минимальную оценку возраста протолита.

Образец 26.6 (карьер Радостный), представляющий амфиболитовую фацию метаморфизма, характеризуется идиоморфными цирконами молочного цвета, имеющими совершенно развитые призмы и пирамидальный облик. Рассмотрение U-Pb изотопных данных для четырех единичных кристаллов образца 26.6 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ позволяет вычислить возраст $2044,4 \pm 7,8$ млн лет (рис. 3Б), соответствующий верхнему пересечению дискордии с конкордией. На основании всей имеющейся информации о составе породы 26.6 и минералогических особенностях выделенных из нее цирконов, этот возраст отражает время мигматизации.

Ретроградный метаморфизм, нашедший свое отражение в формировании крупнозернистых биотит-плаггиоклазовых агрегатов амфиболита 26А (карьер Радостный) был датирован Rb-Sr методом по плаггиоклазу, валовому составу и биотиту. Аппроксимация положения фигуративных точек плаггиоклаза, вала и биотита в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет вычислить возраст $1800,8 \pm 2,6$ млн лет (рис. 4А), соответствующий изохронной зависимости (MSWD = 0,2).

ТК: «shear zones». Милониты 78 и 92 (Бильдиш, табл. 1) были изучены с помощью Rb-Sr и Ar-Ar методов. Для милонита 78 было исследовано поведение изотопов Rb, Sr в пределах тонких пластин (толщиной от 10 до 25 мм), вырезанных вдоль границ визуально наблюдаемого чередования темных и светлых полос с различным содержанием граната, микроклина, биотита, белой слюды и кварца (табл. 1). Примерный минеральный состав каждой из пластин определялся по соответствующему шлифу. Этот метод, именуемый в зарубежной литературе «thin slabs method», «kleinbereichsmethode», «slabbed transect approach» [Hofmann, 1979; Bachmann, 1986; Hradetzky & Lippolt 1993; Wayne, 1995; Ронкин и др., 2003], был реализован для оценки степени гомогенизации изотопного состава Sr в пределах милонита 26А ТК. Экспериментально полученные Rb-Sr изотопные данные были нанесены на график, ось абсцисс которого представляла последовательный номер пластины по профилю, а ось ординат – отноше-

ние $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ соответственно. Далее, задаваясь значением возраста, производился расчет $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ как функции аргумента t :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \cdot (\exp^{t\tau} - 1)$$

с целью установления времени гомогенизации (которое отражалась в «выполаживании» и превращении соответствующей линии в ось симметрии в этих координатах) вдоль выбранного профиля. Причем характер «выполаживания» отражает степень гомогенизации изотопного состава Sr. В данном случае для милонита 26А характер поведения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ как функции аргумента t позволил сделать заключение о частичном перераспределении изотопов Rb-Sr, соответствующем диапазону возрастов 1200-1350 млн лет.

Белая слюда и биотит метакристаллоидов 78 и 92 ТК были датированы также с помощью $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ метода. Полученные методом ступен-

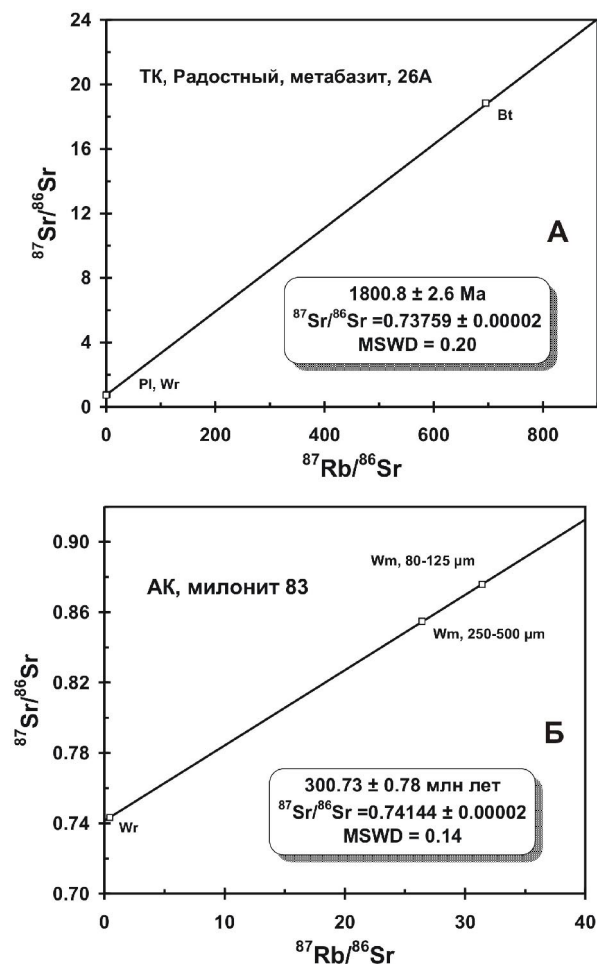


Рис. 4. Rb-Sr эволюционные диаграммы для валовых составов (Wr) и минеральных составляющих (Pl – плаггиоклаз, Bt – биотит, Wm – белая слюда): А – метабазита 26А (карьер Радостный, ТК); Б – милонитизированного метасадка 83 (АК).

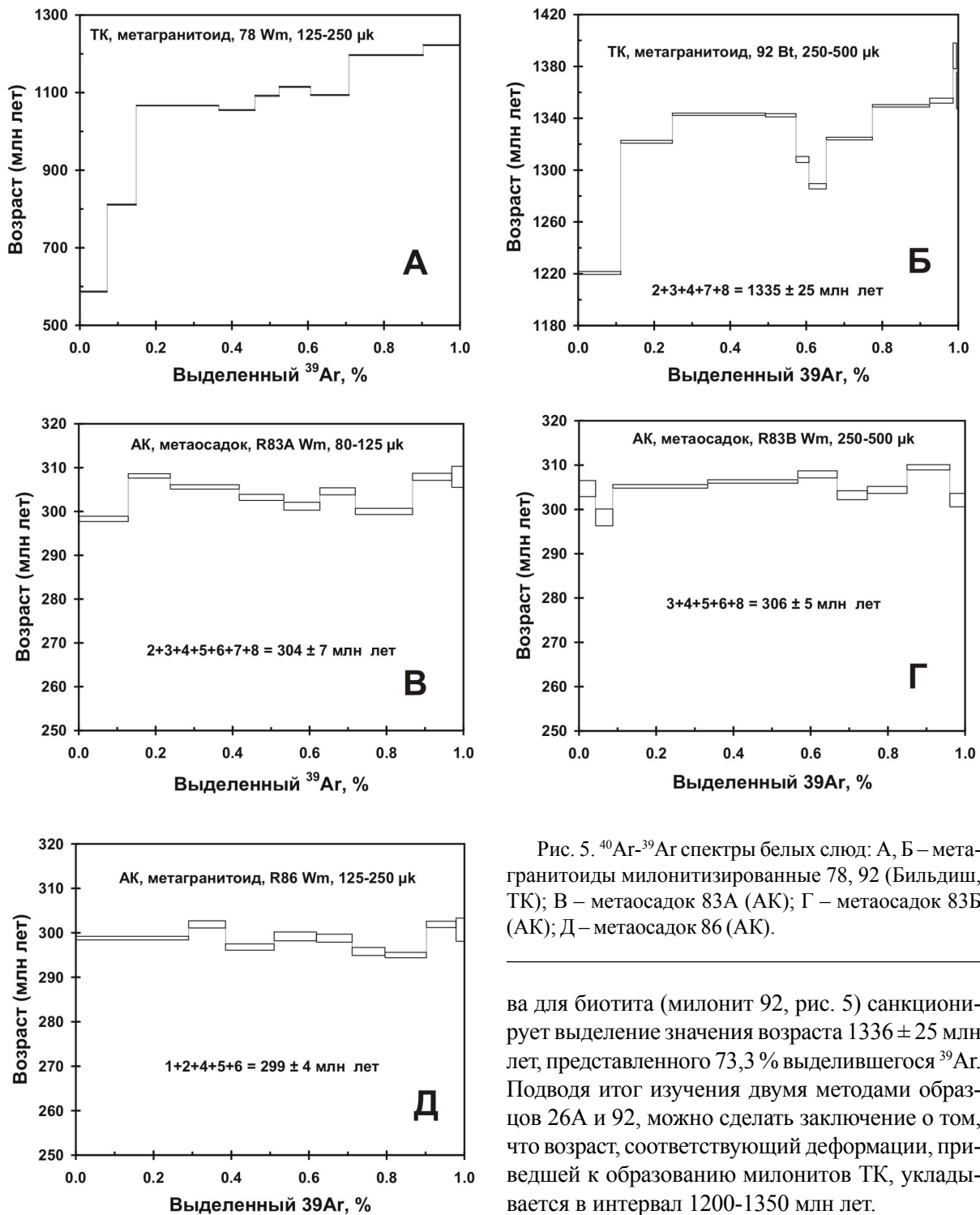


Рис. 5. ^{40}Ar - ^{39}Ar спектры белых слюд: А, Б – метагранитоиды милонитизированные 78, 92 (Бильдиш, ТК); В – метаосадок 83А (АК); Г – метаосадок 83Б (АК); Д – метаосадок 86 (АК).

ва для биотита (милонит 92, рис. 5) санкционирует выделение значения возраста 1336 ± 25 млн лет, представленного 73,3 % выделившегося ^{39}Ar . Подводя итог изучения двумя методами образцов 26А и 92, можно сделать заключение о том, что возраст, соответствующий деформации, приведшей к образованию милонитов ТК, укладывается в интервал 1200-1350 млн лет.

АК: высокотемпературные события фиксируются верхним пересечением дискордии с конкордией ($1848 \pm 8,1$ млн лет), образованной двумя фигуративными точками, одна из которых представлена практически конкордантными значениями U-Pb отношений единичных цирконов 85-4, а другая – дискордантным положением цирконов 85-3 (рис. 3В).

АК: «shear zones». Две разноразмерных фракции белой слюды 83 (80-125, 250-500 $\mu\text{к}$) и

чатого отжига спектры ^{40}Ar - ^{39}Ar (рис. 5А,Б) не обнаруживают «изохронного плато», отражая значительную кумулятивную неоднородность выделяемого ^{39}Ar , тем не менее, позволяя обозначить информативный возрастной диапазон 1126-1301 млн лет, коррелируемый с Rb-Sr изотопными данными, полученными, в свою очередь, методом тонких пластин по этому же образцу. Рассмотрение 2, 3, 4, 7 и 8 ступеней нагре-

86 (125-250 $\mu\text{к}$) в координатах «выделенный $\%^{39}\text{Ar}$ – возраст» не демонстрируют изохронных зависимостей, тем не менее, можно зафиксировать возраста, связанные с большей частью выделившегося ^{39}Ar : 304 ± 7 млн лет (ступени 2-8, соответствующие 84% выделившегося ^{39}Ar образца 83А, рис. 5), 304 ± 7 млн лет (ступени 3-6, 8, представляющие 77 % выделившегося ^{39}Ar , образец 83Б, рис. 5) и 299 ± 4 млн лет (кластеры 1, 2, 4-6). Rb-Sr данные для валового состава и двух размерных фракций белых слюд образца 83 удовлетворяют линии

регрессии, наклон которой в обозначенных координатах (рис. 4Б) соответствует возрасту $300,73 \pm 0,78$ млн лет, который в пределах наблюдаемых погрешностей соответствует ^{40}Ar - ^{39}Ar интегральным данным. Все изученные изотопные системы различных минеральных фракций демонстрируют согласующиеся значения в рамках имеющихся погрешностей. Петрографическое изучение милонитов АК (образцы 83, 85, 86 – табл. 1) позволило выявить четкую перекристаллизацию. Динамическая перекристаллизация произошла ниже температур зеленосланцевой фации (300–400 °C), то есть ниже обычно принимаемых температур «закрытия» изотопных систем в различных проанализированных минералах [Villa, 1998], поэтому полученные выше возраста увязываются с милонитизацией.

Заключение

Признавая, что каждый из индивидуальных тектонических блоков, слагающих ТК и АК, мог иметь «свою» уникальную историю развития, тем не менее, на основании полученных изотопных данных, $T-t$ эволюция может быть, вероятно, представлена следующим образом (рис. 6). Гранулитовая фация метаморфизма, соответствующая интервалу температур 850 °C – 900 °C и давлению 10 кбар, последовательно сменялась последующими регрессивными стадиями амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма. На основании обсуждаемых изотопных данных, возраст проявления гранулитовой фации метаморфизма представляется палеопротерозойским, хотя точный возраст остается неясным, а некоторыми исследователями увязывается с поздним археем [Краснобаев, Черденченко, 2005]. Маг-

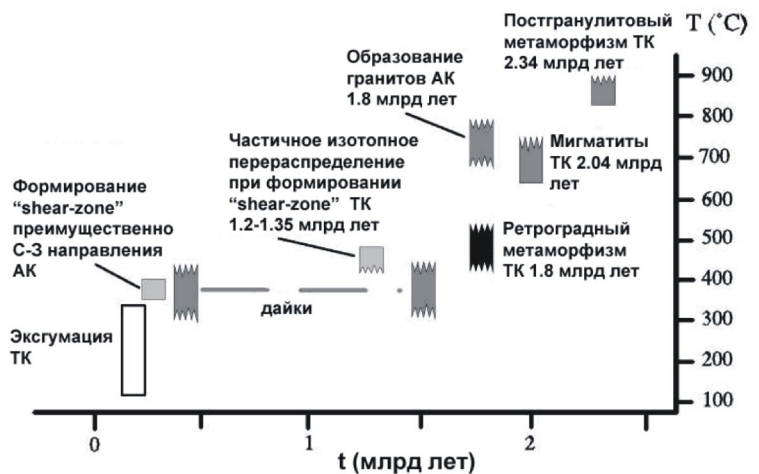


Рис. 6. $T-t$ диаграмма для тараташского и александровского комплексов.

матическая постгранулитовая активность в рамках изученных разностей (лейкократовый гранит и мигматит) датируется возрастами 2344 ± 29 млн лет и $2044,4 \pm 7,8$ млн лет, соответственно. Амфиболитовая (низкой ступени) и зеленосланцевая фации регрессивного метаморфизма соответствуют этапу 1810 ± 8 млн лет, проявления которого фиксируются в александровском и уфалейском комплексах [Hetzel, Romer, 1999], что, вероятно, связано с деформационными процессами и гранитообразованием в пределах восточно-Европейского кратона. «Shear zones» ТК, возможно, также были сформированы в ту стадию. Частичная гомогенизация Rb-Sr изотопной системы, фиксируемая интервалом 1350 и 1200 млн лет, коррелирует в пределах наблюдаемых погрешностей с проявлением анорогенного внутриплитного магматизма в Башкирском антиклинории [Ронкин и др., 2005]. Гренвильские горообразовательные процессы не находят подтверждения, по крайней мере, в рамках изученных разностей. И, наконец, выполненные по белым слюдам Ar-Ar и Rb-Sr датировки около 300 млн лет отражают, вероятно, время эксгумации тараташского и александровского метаморфических комплексов.

Список литературы

- Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные стадии его развития в докембрии и палеозое // МГК, XXII сессия. Москва, 1964.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986.
- Краснобаев А.А., Черденченко Н.В. Цир-

- коновый Архей Урала. Докл. АН. 2005. Т. 400. № 4. С. 510-514.
- Ленных В.И., Краснобаев А.А. Абсолютный возраст метаморфических пород // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ, 1978. С. 69-76.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 157-171.
- Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. // Петрология. 2002. Т. 10. № 4. С. 389-410.
- Пыстина Ю.А., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург, 2002. 166 с.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Основные геохимические характеристики гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Бердяшского плутона. Тектономагматическая позиция и типология // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 211-220.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Крамм У. и др. Оценка степени гомогенизации изотопного состава Sr-Nd высокометаморфизованных пород методом «тонких пластин». На примере тараташского комплекса, Южный Урал // Мат-лы II Рос. конф. по геохронологии. СПб., 2003. С. 420-424.
- Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У., Маслов А.В., Лепихина О.П. U-Pb датирование единичных кристаллов циркона с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$: На примере нефелиновых сиенитов Бердяшского массива, Южный Урал // Мат-лы II Рос. конф. по геохронологии. СПб., 2003. С. 461-465.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. // Геохронология Уральского докембрия // Геохимия. 1970. № 4. С. 501-509.
- Armstrong R. L. K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts. // Potassium-Argon Dating, / Schaeffer P.B., Zahringer J. (eds.). Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1966. P. 117-133.
- Bachmann G, Graubert B. // Altersbestimmung mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Ungleichgewichtsverteilungen. Fortschr. Miner. Bern. 1986. V. 64.
- Dodson M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. P. 259-274.
- Dodson M. H. Kinetic Processes and Thermal History of Rocks // Carnegie Inst. Yearb. 1975. V. 74. P. 210-217.
- Dodson M. H. Kinetic processes and thermal history of slowly cooling; solids // Nature (London). 1976. V. 259. P. 551-553.
- Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G. The tectonometamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals: A reappraisal // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229-252.
- Harper C.T. The geological interpretation of potassium-argon ages of metamorphic rocks from the Scottish Caledonides // Scott. J. Geol. 1967. V. 3. P. 46-66.
- Hetzel R, Romer R. U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin // Geol. Mag. 1999. V. 136. P. 593-597.
- Hofmann A. W., Giletti B. J. Diffusion of geochronologically important nuclides under hydrothermal conditions // Eclogae Geol. Helv. 1970. V. 63. P. 141-150.
- Hofmann A. W., Giletti B. J., Hinthorne J. R., Anderson C.B., Comford D. Ion microprobe analysis of a potassium self-diffusion experiment in biotite // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. V. 24. P. 48-52.
- Hofmann A.W. Rb-Sr dating of thin slabs: an imperfect method to determine the age of metamorphism. In: Jaeger E, Hunziker JC (eds), Lectures in isotope geology. Springer, Berlin Heidelberg New York. 1979. P. 27-29.
- Hradetzky H, Lippolt H.J. Generation and distortion of Rb/Sr whole-rock isochrones – effects of metamorphism and alteration // Eur. J. Mineral. 1993. V. 5. P. 1175-1193.
- Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircons ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1982. V. 46. P. 637-649.
- Ludwig Kenneth R. // Isoplot/Ex ver. 2.49. Berkeley Geochronology Center. Special Publication N. 1a. 2001. 55 p.
- Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // Chem Geol. 1998. V. 145. P. 117-152.
- Sindern S., Hetzel R., Schulte B. A., Kramm U., Ronkin Yu. L., Maslov A. V., Lepikhina O. P. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // International Journal of Earth Sciences. 2005. В печати.
- Schulte B.A., Sindern S. Multistage tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Middle Urals, Russia // J. Conf. Abstracts. 2001. V. 6. N 1. P. 584.
- Sindern S., Schulte B.A., Kramm U. Die tektonometamorphe Entwicklung des Taratash Komplexes, Mittlerer Ural, Russland. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft-Beihefte zum // European Journal of Mineralogy. V. 13. P. 201.
- Villa I. Isotopic closure. Terra Nova. 1998. V. 10. P. 42-47.
- Villa I.M., Hermann J., Muñtener O., Trommsdorf V. ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 363-381.
- Wayne D.M. Rb-Sr redistribution during amphibolite-grade mylonitization: an example from the Hope Valley Shear Zone, Massachusetts, U.S.A. // J. Geodynamics. 1995. V. 19. N 3, 4. P. 351-377.