

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И УРАН/СВИНЦОВЫЕ ДАТИРОВКИ  
ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ДЖЕТЫМ  
(СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

*Кметь Л.В., Геологоразведочный факультет, Институт Горного Дела и Горных Технологий им. академика У. Асаналиева при КГТУ [lesya\\_kmet@mail.ru](mailto:lesya_kmet@mail.ru)*

*Тербишалиева Б., Северо-Кыргызская геологическая экспедиция, пгт. Ивановка, Кыргызстан, Институт геологии Потсдамского Университета, Потсдам, Германия*

*Собел Э., Институт геологии Потсдамского Университета, Потсдам, Германия [sobel@rz.uni-potsdam.de](mailto:sobel@rz.uni-potsdam.de)*

*Сейитказиев Н.О., Геологоразведочный факультет, Институт Горного Дела и Горных Технологий им. академика У. Асаналиева при КГТУ, Северо-Кыргызская геологическая экспедиция, пгт. Ивановка, Кыргызстан*

*Миколайчук А.В., Северо-Кыргызская геологическая экспедиция, пгт. Ивановка, Кыргызстан, Институт геологии НАН, Бишкек, Кыргызстан [alexander@mikolaichuk.com](mailto:alexander@mikolaichuk.com)*

**Абстракт.** По результатам детальных петрографических и геохимические исследования, а также изотопному датированию докембрийских отложений восточной части хребта Джетым, авторы пришли к следующим выводам:

1. Вулкано-плутонический комплекс Большого Нарына (КБН), представлен дифференцированной известково-щелочной серией эффузивов, включающих субвулканические силлы риолит-порфиров и габбро-долеритов. В лавах состав пород от основного и до кислого, находится в резко подчиненных количествах. В силлы основном представлены исключительно кислого состава. Положение пород КБН на различных петрохимических диаграммах свидетельствует, что все они принадлежат к внутриплитным образованиям.

2. Преобладающий (модальный) возраст вулканитов и комагматичных субвулканических тел КБН составляет по  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$   $725 \pm 25$  млн лет.

3. Плагииграниты Верхнеарчалинской интрузии, с  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом  $743 \pm 7$  млн лет по своему составу близки к силлам КБН, и видимо вместе с последними принадлежали к единой магматической провинции.

4. Впервые полученные датировки из детритовых цирконов бординской толщи и интрузивные соотношения последней с Верхнеарчалинской интрузией, позволяет оценить ее возраст как рифейский.

**Ключевые слова:** Срединный Тянь-Шань, поздний протерозой, вулканогенные образования, изотопные датировки, геохимия породообразующих и редкоземельных элементов

**MAJOR, TRACE ELEMENTS AND U/PB ISOTOPE DATING AGE OF THE  
PRECAMBRIAN DEPOSITS IN THE EASTERN PART OF THE DJETYM RANGE,  
MIDDLE TIEN-SHAN**

*Kmet L.V., Institute of Mining and Mining Technologies named after Academician U. Asanaliyev, Kyrgyz State Technical University named after I. Razzakov. Chui 215, 720001 Bishkek, Kyrgyzstan*

*Terbishaliev B, Northern - Kyrgyz Geological Expedition, Ivanovka, Chu area, 725008, Kyrgyzstan, University of Potsdam, Institute of Geosciences, Potsdam, D-14476, Germany.*

*Sobel E, University of Potsdam, Institute of Geosciences, Potsdam, D-14476, Germany*

*Seitkaziev N. O., Institute of Mining and Mining Technologies named after Academician U. Asanaliyev, Kyrgyz State Technical University named after I. Razzakov. Chui 215, 720001 Bishkek, Kyrgyzstan, Northern - Kyrgyz Geological Expedition, Ivanovka, Chu area, 725008, Kyrgyzstan*

*Mikolaichuk A.V., Institute of Geology, National Academy of Sciences, Bishkek, 720481, Kyrgyzstan, Northern - Kyrgyz Geological Expedition, Ivanovka, Chu area, 725008, Kyrgyzstan*

**Abstract.** Based on the results of detailed petrographic and geochemical studies, as well as the isotopic dating of the Precambrian deposits of the eastern part of the Djetim Range, the authors came to the following conclusions:

1. The volcano-plutonic complex of the Big Naryn (BNC) is represented by a differentiated calc-alkaline series of volcanic and intruded subvolcanic sills of porphyritic rhyolites and gabbrodolerites. The composition of lavas varied from basic to acidic. The sills are mainly represented by the acidic composition. The position of BNC rocks in various petrochemical diagrams indicates that all of them belong to intra-plate origins.

2. The BNC lavas and subvolcanic sills crystallization age is  $725 \pm 25$  Ma.

3. The plagiogranit of the Upper Archaly intrusion is  $743 \pm 7$  Ma ( $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ), thesis similar to the composition of BNC sill, and they belonged to a single igneous province.

4. For the first time, the isotope dating from the detrital zircons of the Bordu suite and the relationships to the Upper Archaly intuition gives idea that depositional age of the Bordu suite is the Riphean time.

**Keywords:** Middle Tien Shan, Late Proterozoic, volcanogenic formations, isotopic dating, geochemistry of major and trace elements

**Введение.** В течении 2012-2016 гг Северо-Кыргызская геологическая экспедиция проводила среднемасштабную геологическую съемку восточной части хребта Джетым (рис.1). Благодаря тесному сотрудничеству с Геологоразведочным факультетом и Геологическим институтом Потсдамского Университета у нас появилась возможность провести детальные петрографические и геохимические исследования, а также уран/свинцовое датирование докембрийских отложений. Полученные результаты позволили перейти от умозрительных межрегиональных корреляций к прямой оценке возраста и геодинамических обстановок изученного района в докембрии.

### 1. Основные тектонические единицы региона и становление современного структурного плана хр. Джетым

Джетымский хребет сложен исключительно комплексами Срединного Тянь-Шаня (СрТШ), которые отделены от каледонид Северного Тянь-Шаня Линией Николаева, а границей с герцинидами Южного Тянь-Шаня служит Атбаши-Иньльчекский разлом (рис.2). Оба краевых разлома являются левосторонними сдвигами (Миколайчук и др., 1995; Бискэ, 1996), возникшими в поздней перьми в следствии вовлечения региона в крупномасштабные левосторонние сдвиговые перемещения и кардинальную перестройку его структурного плана (Баженов, Буртман 1997). В своей основе хребет представлен докембрийскими отложениями, и только вдоль южных и северных его склонов в узких тектонических блоках вскрываются отложения нижнего и среднего палеозоя. Преобладание древних комплексов в центральной части хребта послужило основанием к выделению «Джетымской геоантиклинальной зоны» (Жуков и др., 1988). Но обобщение структурных наблюдений по восточному сегменту СрТШ приводит нас к совершенно противоположным выводам.

На меридиане г. Нарын ширина СрТШ достигает 100 км, а вскрывающиеся на поверхности обнажения представлены среднепалеозойскими и кайнозойскими отложениями. Но по мере продвижения на восток, краевые разломы сближаются друг к другу, а на поверхности вскрываются все более древние образования. В пределах хр. Джетым ширина СрТШ сокращается до 20 км, что привело к смещению и выдавливанию древних докембрийских комплексов в верхние горизонты земной коры по системе субпараллельных взбросо-сдвигов. То есть, основную тектоническую единицу данного сегмента СрТШ, известную под названием «Джетымская геоантиклинальная зона» мы интерпретируем как синформную складку, подобную «palm tree structure», или «flower structure», формирующихся в обстановке транспрессии (Леонов и др., 2018). Та же система позднепалеозойских взбросо-сдвигов Тянь-Шаня претерпела реактивацию в кайнозое, а движения по ним обусловили формирование системы хребтов и внутригорных впадин без значимой перестройки

позднепалеозойского структурного плана (Баженов, Миколайчук, 2004, Морозов и др., 2014). От смежных поднятий хр. Джетым отделяется внутригорными впадинами, которые в структурном плане представляют собой рампы: Арчалы-Джиналачской на севере, и Верхне-Нарынской - на юге (Макаров, 1977).

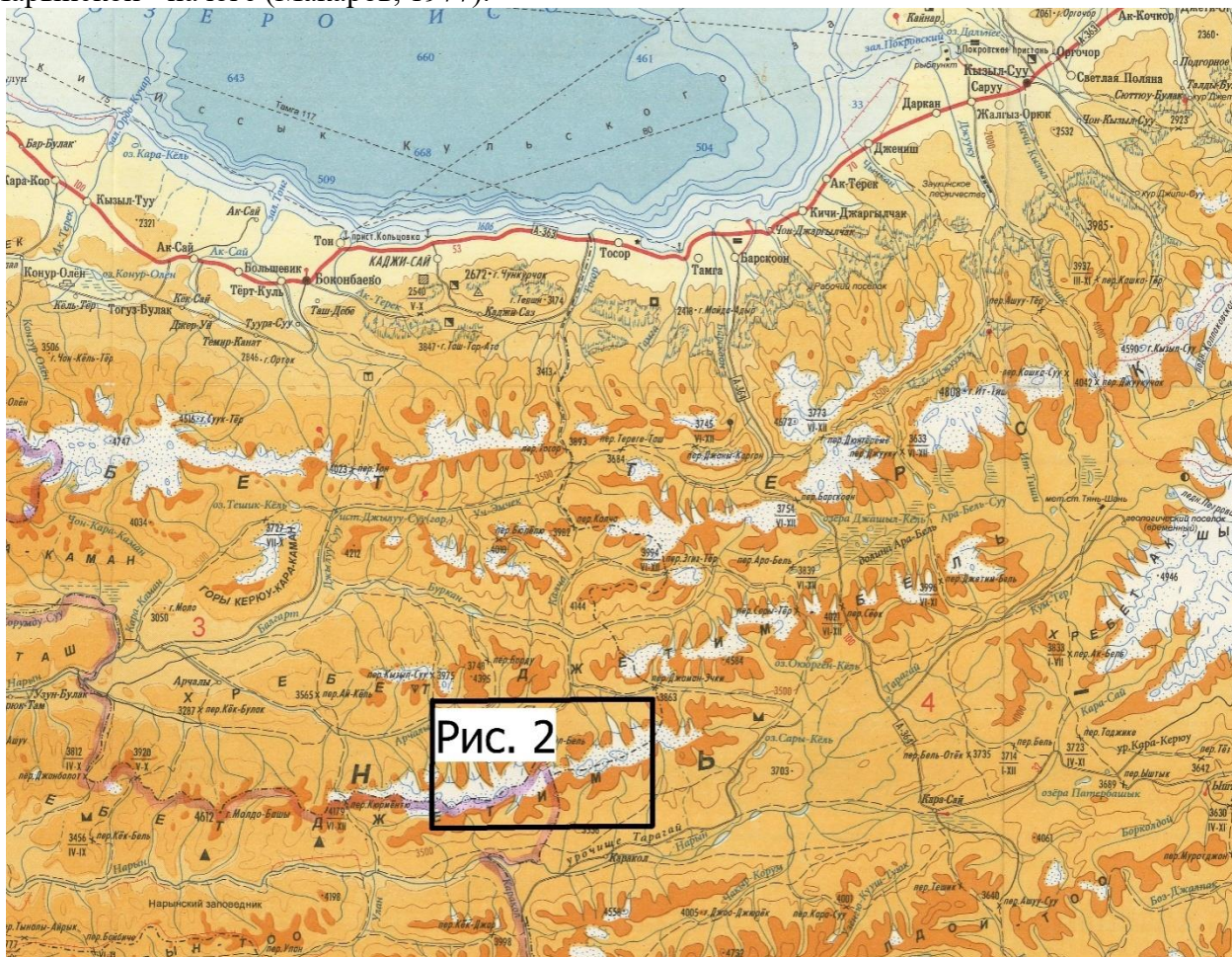


Рис. 1. Схема расположения изученной территории на административной карте Иссык-Кульской области (Госкартография, 2001 г)

## 2. Структура Джетымской синформы

В восточной части хребта Джетымская синформа представляет собой ассиметричную складку (рис. 2). Её северное крыло сложено ленточными блоками, в которых вскрываются осадочные отложения нижнего и среднего палеозоя. Ограничены они взбросо-сдвигами субширотного простирания, прослеживающимися к востоку до верховьев руч. Узунтурук, где затем подворачивают к югу, юго-западу фиксируя центриклинальное замыкание синформы. Её южное крыло срезано Южно-Джетымтауским альпийским разломом, по которому описываемая структура взброшена на Верхне-Нарынскую впадину. Ядро синформы слагают позднедокембрийские отложения: позднерифейские кислые вулканиты свиты Большого Нарына и залегающая на них с несогласием диамиктиты джетымтауской свиты. Развиты они в приводораздельной части и на южном склоне хребта.

## 3. Стратиграфическая характеристика докембрийских отложений Джетымской синформы

Оба таксона упоминались С.С. Шульцем и О.И. Сергуньковой еще в 30-х годах прошлого века, но впервые систематически описаны В.Г. Королевым (1972). Исследователи региона неоднократно отмечали, что наряду с позднерифейскими кислыми эффузивами в разрезе встречаются силлы и секущие тела жерловых фаций (Киселев, Королев, 1967; Додонова и др., 1972; Королев, Максумова, 1984; Сагындыков, Судоргин, 1984; Киселев, 2009),

являющиеся комагматами вулканитов. Таким образом, придерживаясь формального описания, следует говорить о вулcano-плутоническом комплексе Большого Нарына (КБН).

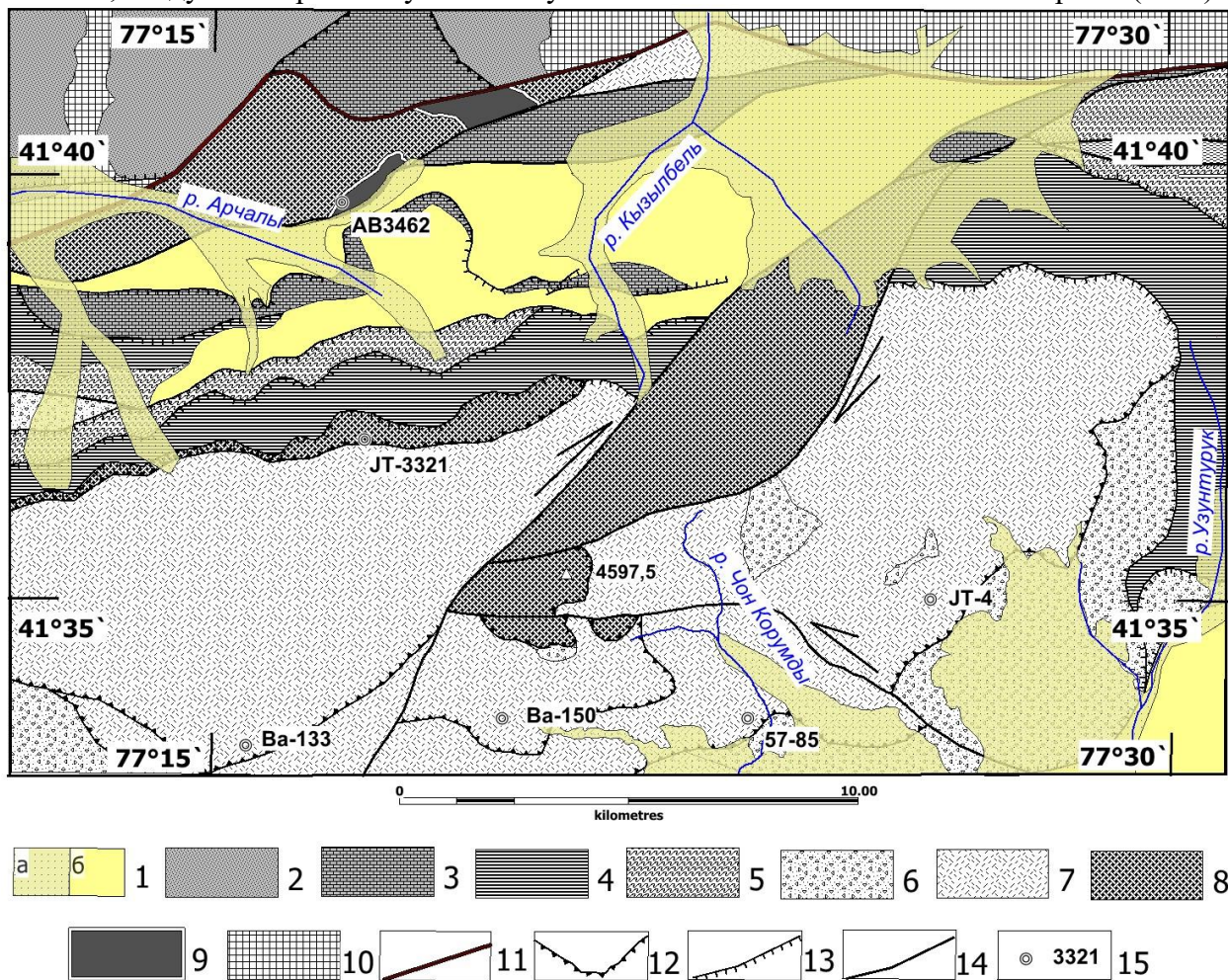


Рис. 2. Схема геологического строения восточной части хребта Джетыым

1а – четвертичные отложения, 1б – неоген-палеогеновые отложения; 2- терригенные среднепалеозойские отложения Сонкуль-Турукского прогиба; 3 - среднепалеозойские отложения карбонатной платформы; 4 - тезская свита, верхний ордовик; 5 – объединенные отложения нижнего кембрия -среднего ордовика; 6 – диамиктиты джетыымтауской свиты, венд; 7 - вулcano-плутонический комплекс Большого Нарына, поздний рифей; 8 – бординская толща, рифей, 9 – Верхнеарчалинский массив плагиогранитов, проздний рифей; 10 - каледониды Северного ТШ, 11 - Линия Николаева; 12 - тектонические покровы; 13 - взбросы, надвиги; 14 – прочие разломы, включая сдвиги; 15 – места отбора геохронологических проб и их номер.

### 3.1. Вулcano-плутонический комплекс Большого Нарына (КБН).

В пределах Джетыымской синформы нижние контакты КБН всегда тектонические, но западней (хр. Нарынтоо, р. Ирису) так и восточней (хр.Акшийряк, р.Куйлю-южная) описываемой территории выявлены участки, где кислые вулканиты с горизонтом аркоз в основании перекрывают кварциты и мраморы метаморфического комплекса Куйлю (Королев, Максумова, 1984; Сагындыков и др., 1988).

В нижней части КБН, мощностью не менее 1150 м, наряду с резко преобладающими лавами и туфами риолитового и риодацитового состава присутствуют потоки базальтов и андезитов. В лавах кислого состава преобладают флюидалные разности флюидалные, розово-серые, зелено-розовые (рис. 4А; 5а). Им подчинены светло-серые и светло-зеленые

массивные риодациты с редкой вкрапленностью порфировых выделений полевых шпатов и кварца, размером до 1 мм(рис.5b-5e).Верхняя толща весьма однородна и сложена исключительно игнимбритами (рис. 4Б), ее видимая мощность не превышает 500 м. Силлы риолит-порфиров и габбро-долеритов локализованные преимущественно в нижней пачке, или непосредственно на контакте с вышележащими игнимбритами (рис.3).

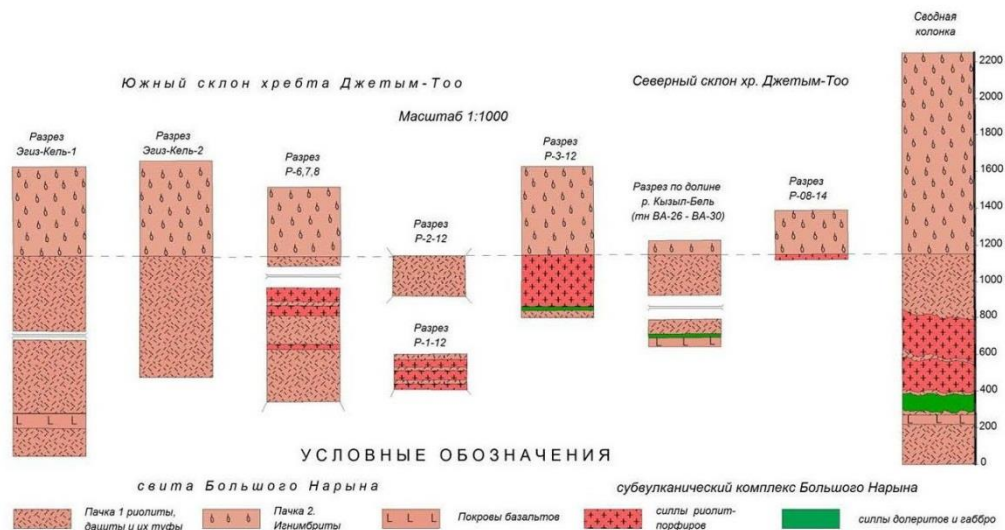


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов вулканоплутонического КБН восточной части хребта Джетым.

Изученная территория вряд ли превышает 20% площади распространения данного таксона в целом, и тем не менее наши наблюдения полностью согласуются с обобщенным описанием разреза КБН (Додонова и др., 1972). Некие различия скорее связаны с латеральными вариациями составов. Действительно, как отмечают упомянутые исследователи, в нижней части разреза преобладают лавы, среди которых наряду с риодацитами присутствуют андезиты (в нашем случае – базальты). Вверх по разрезу лавы вытесняются вулкано-терригенными отложениями и пирокластическими породами. Породы субвулканической и жерловой фаций сложены риолит-порфирами, гранофирами и лейкократовыми микрогранитами. Общая мощность вулканитов оценивается ими в 2500 м. И, наконец, кровля свиты (а соответственно, завершение позднерифейского вулканизма) фиксируется несогласным налеганием джетымской серии венда (Додонова и др., 1972). По мнению (Митрофанов, 1982; Сагындыков, Судоргин, 1984; Киселев, 2009) в разрезе КБН присутствует как минимум два уровня вулканитов, разделенные терригенными и вулкано-терригенными отложениями. К обсуждению данной стратиграфической схемы мы вернемся при описании строения ядра синформы.

### 3.1.1 Петрографическая характеристика пород

*Риолиты и риодациты флюидальные* (рис.5а), чаще всего порфировые. Крупные интрателлурические вкрапленники от 4-7 мм до 10мм часто сильно трещиноватые оскольчатой, иногда идиоморфной формы, представлены кварцем и калишпатом пертитом, реже плагиоклазом: соотношения кварца и калишпата один к одному, иногда несколько преобладает кварц. Структура основной массы микрофельзитовая, крипто-микроструктурная. Встречаются разности с многочисленными мелкими литофизами гранобластового кварца и тонкодисперсного рудного минерала, возможно за счет вторичной кварцитизации.

*Риолиты и риодациты массивные* обычно мелкопорфировые (рис.5b-5e), отличаются идиоморфной формой вкрапленников кварца и калишпата (который альбитизирован в

различной степени) размером до 1мм, количества феннокристаллов менее 10% объема породы. Основная масса от микрофельзитовой до микрокристаллической.

*Базальты* темно-зеленые массивные порфиоровые, как правило метасоматически измененные. Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном (авгит), образующий хорошие идиоморфные призмы размером 0.5-1мм, почти бесцветные, со слабым зеленоватым оттенком. Основная масса имеет интерсертальную структуру. Состоит из плагиоклаза – 53 %, моноклинного пироксена – 30 %, хлоритизированного стекла – 15 %, рудного минерала – 2 %. Плагиоклаз образует вытянутые лейсты, сосюритизирован, отдельные зерна замещены альбитом. Рудный минерал встречается в виде рассеянной вкрапленности. По тонким трещинам развивается хлорит.

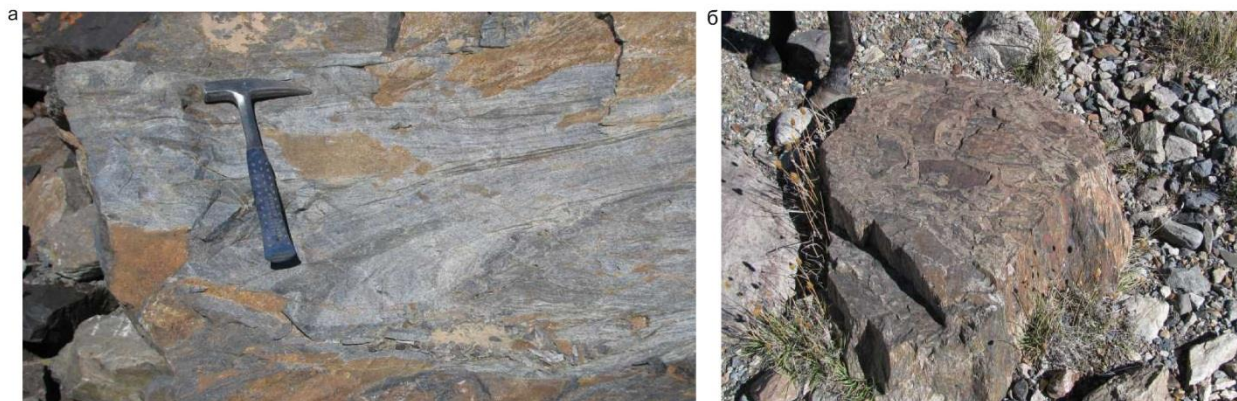


Рис. 4. Вулканиды КБН, северный склон хребта Джетым, р. Кызыл Бель: а) флюидалльные риолиты нижней толщи; б) глыба игнимбрита из верхней толщи.

*Туфы риолитов и риодацитов* лито-витро-кристаллокластические, витро - литокластические псаммито-псефитовые кристаллокластические псаммитовые алеврито-псаммитовые. Литокластические обломки представлены фельзитами, микрофельзитами, вторичными кварцитами, мелкопорфиоровыми риолитами и известняками с микрокристаллической структурой, кристаллокластические- в основном кварцем, редко плагиоклазом и калишпатом. В кристаллокластических туфах резко преобладают обломки кварца, плагиоклаз встречается редко, связующая масса сильно серицитизирована.

*Игнимбриты риолитового состава* преимущественно афировые, с фельзитовой и микрофельзитовой, криптокристаллической структурой и псевдофлюидалльной текстурой. Среди них встречаются разности с теневой структурой спекшегося витротуфа степень спекания различная, форма обломков рогульчатая, серповидная, клиновидная размера от 0,2- до 1,5мм, в более спёкшихся разностях стенки пустот сильно вытянуты. Наблюдаются едва заметные более светлые фьяммеподобные линзы от 1- до 2,5 мм. Некоторые разности содержат до 10% кристаллов кварца, реже альбитизированного калиевого шпата, идиоморфной и оскольчатой формы размером от 0,2- до 2,5 мм

*Игнимбриты риодацитового и дацитового состава* характеризуются более темным цветом по сравнению с риолитовыми игнимбритами. Структура: криптокристаллическая, фельзитовая, текстура: псевдофлюидалная. Хорошо заметны ликвационные линзы и фьямме, отличающиеся микроструктурными особенностями, цветом и составом. Форма фьямме амёбовидная, линзовидная, полосчатая, часто с растрёпанными краями, некоторые из них сохраняют пемзовую внутреннюю структуру. Иногда фьямме, обогащённые тонкодисперсным рудным веществом, имеют более темный цвет. Кристаллы представлены кварцем, плагиоклазом, реже КПШ полностью замещённым альбитом. Количество кристаллов различно, до 15 % в отдельных разностях, размер от 0,25 до 2,5 мм. Форма изометричная, оскольчатая и неправильная с извилистыми очертаниями. Связующая масса имеет теневую структуру спекшегося витротуфа

*Субвулканические риолиты и риолит-порфиры* Структура мелкопорфиоровая, порфиоровая в эндоконтактных зонах и маломощных телах – мелкопорфиоровая, афировая,

иногда с перлитовой отдельностью в зоне эндоконтакта структура основной массы от фельзитовой до микрогранофировой и гранофировой. Редкие мелкие вкрапленники размером до 0,5мм представлены кварцем, калишпатом, иногда почти полностью альбитизированным, редко встречается плагиоклаз.

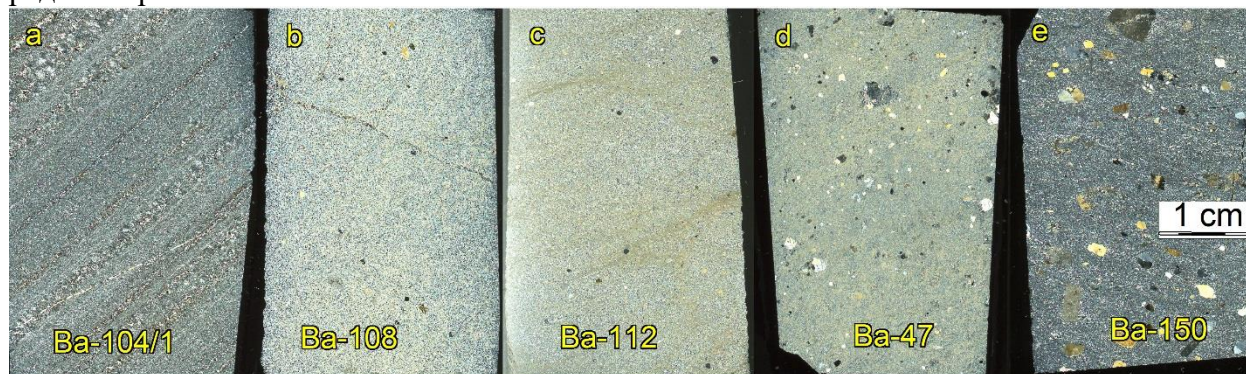


Рис. 5. Шлифы риодацитов нижней толщи. Основная масса крипто-микроструктурная. Фенокристы (от 0,4 до 10 мм) идиоморфные, не превышают 10% от объема породы, представлены кварцем, полевым шпат в соотношении 1: 1.

В центральных частях более мощных тел фенокристаллы нескольких генерации составляют до 15-20 % объема породы. Среди крупных зерен первой генерации размер до 4 мм, преобладает ортоклаз–пертит, в подчинённом количестве кварц, иногда корродированный размером до 3 мм, изредка присутствует микропегматитовые срастания кварца и ортоклаза, единичные зерна плагиоклаза (олигоклаза); кварц второй генерации образует мелкие идиоморфные зерна.

*Габбро-долериты* Структура субафировая. Основная масса представлена плагиоклазом и темноцветными минералами. Плагиоклаз неизмененный, темноцветные минералы, в основном, замещены хлоритом. Значительное количество зерен рудного минерала.

Породы КБН в различной степени изменены метасоматически: замещены глинисто-серицитовым агрегатом (аргиллизиты), кварц – серицитовым агрегатом, иногда содержат литофизы серицит –кварцевого и карбонат-кварцевого состава. В отдельных разностях игнимбринов наряду с фьямме (до 10% породы) и редкими кристаллами кварца и плагиоклаза, присутствует большое количество овальных, округлых, неправильных пустот от 2 – до 4 мм, выполненных гранобластовым кварцем, с каёмками рудного минерала- вторичная кварцитизация. Встречаются пропицитизированные породы с агрегатами хлорит, эпидот, альбит, карбонатного состава и карбонат-серицит-кварцевого. В силлах метасоматические процессы проявляются в серицитизации и вторичном окварцевании различной интенсивности виде просечек или гнёзд серицит-кварцевого состава

### 3.1.2 Геохимическая характеристика

Геохимические исследования базируются на 84 полных силикатных анализах и 24 анализах редких и рассеянных элементов, произведенных на рентгенофлуоресцентном (XRF) спектрометре PW-2400, характеризующих все петрографические разновидности изверженных пород КБН (Terbishaliev et al, 2019; in press). Данные по основным окислам и микроэлементам обрабатывались с использованием программного обеспечения GCDkit (версия 4.0) от Janoušek (2014). Использованы анализы с значениями LOI (анализировавшихся в Кыргызстане) или содержания CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O (анализировавшихся в Потсдаме) менее 0,75 мас. %. Все диаграммы построены по стандартам (Rollinson, 1993).

На диаграмме TAS (Le Bas et al. 1986) эффузивные и субвулканические породы КБН группируются вдоль линии раздела щелочной и субщелочной серий, в большинстве случаев тяготея к последней (рис. ба). Игнимбриты верхней толщи и силлы риолит-порфиров характеризуются наиболее высоким содержанием SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O. Они сгруппированы на диаграмме практически в единое поле, что может косвенно свидетельствовать об

комагматичности силлов и игнимбритов. В игнимбритах и туфах не редко встречаются вторичные изменения, проявленные пониженным содержанием  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и появлением вторичных минералов, таких как мусковит и хлорит.

На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  по (Pescerillo & Taylor, 1976; рис. 6b) используются анализы с содержанием  $\text{SiO}_2$  в интервале 48 и 75 мас. %. Все лавы принадлежат к известково-щелочной серии, а наиболее кислые из них – к высоко калиевой известково-щелочной серии. К этой же высоко калиевой известково-щелочной серии принадлежат также силлы риолит-порфиров. Значительные вариации в содержании калия для гранит-порфиров, по-видимому, обусловлены количеством вкрапленников щелочного полевого шпата. На диаграмме насыщения алюминия по (Shand, 1943) нанесены анализы силлов гранит-порфиров с 74-76 мас. %  $\text{SiO}_2$  и значениями  $\text{LOI} < 0,77$  мас. %. Большая часть фигуративных точек группируются в поле I-типа гранитов (рис. 6c). Мафические породы на диаграмме (Pearce & Norry, 1979) свидетельствуют об их принадлежности к внутриплитным базальтам (рис. 6d), а силлы гранит-порфиров соответствуют внутриплитным гранитам (рис. 7).

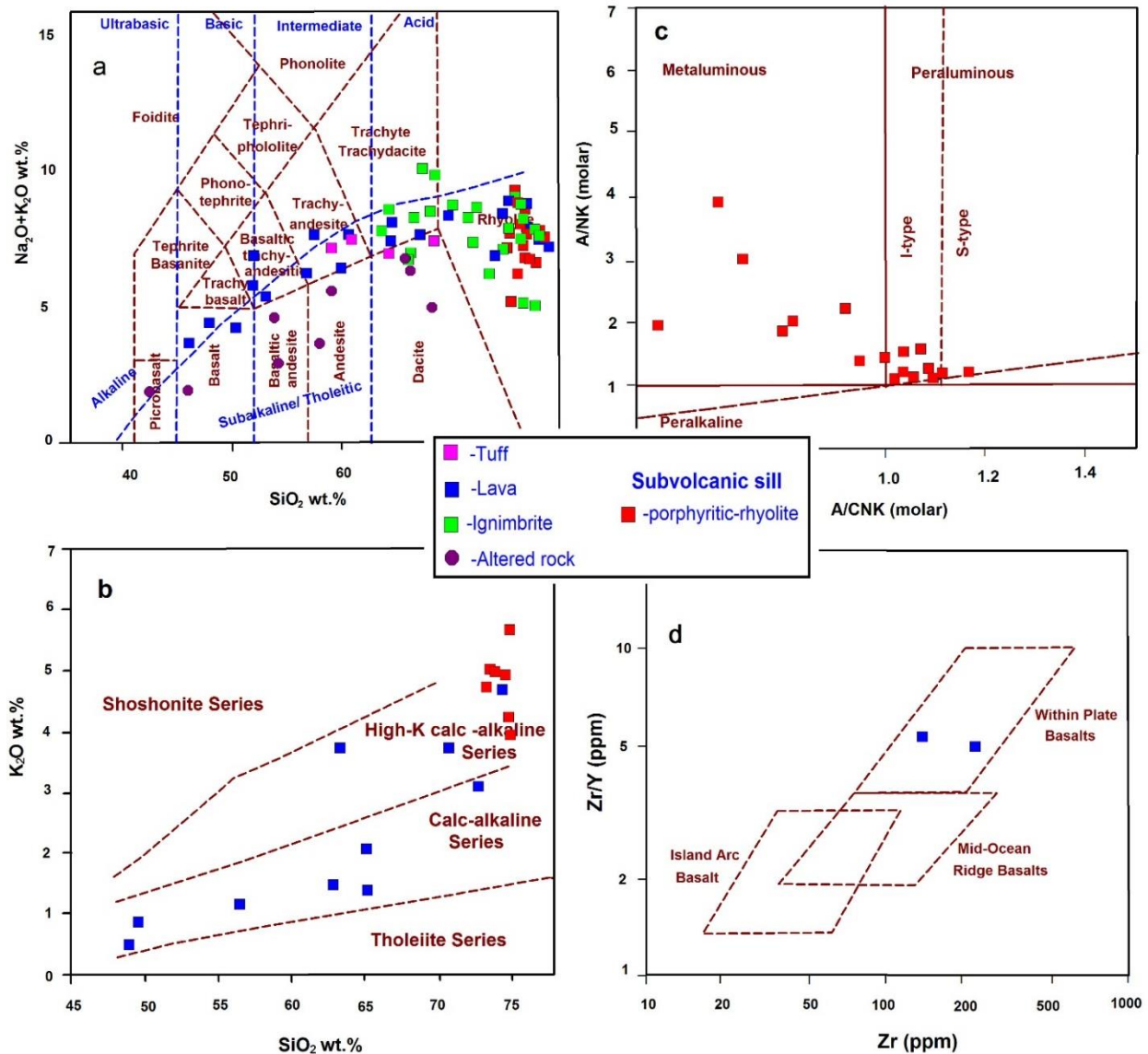


Рис.6 а) Положение пород КБН на TAS диаграмме (в координатах  $\text{SiO}_2 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), свидетельствует об их принадлежности к субщелочному ряду. В лавах фиксируется непрерывное распределение от основных пород к кислым. К этому же субщелочному ряду принадлежат силлы риолит-порфиров и габбро-долеритов. Туфы и игнимбриты варьируют от пород среднего состава до кислых с низким содержанием щелочей в измененных разностях.



б) Положение лав и силлов КБН на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  по (Pecserillo & Taylor, 1976). Все лавы принадлежат к известново-щелочной серии, а наиболее кислые из них – к высоко калиевой известково-щелочной серии. К этой же высоко калиевой известково-щелочной серии принадлежат также силлы риолит-порфиров. с) Диаграмма A / CNK-A / по (Shand, 1943). По насыщенности кремнезема в кислых породах устанавливается принадлежность силлов гранит-порфиров к I-типу гранитоидов. d) Базальты КБН на диаграмме Zr-Zr/ Y по (Pearce & Norry, 1979)

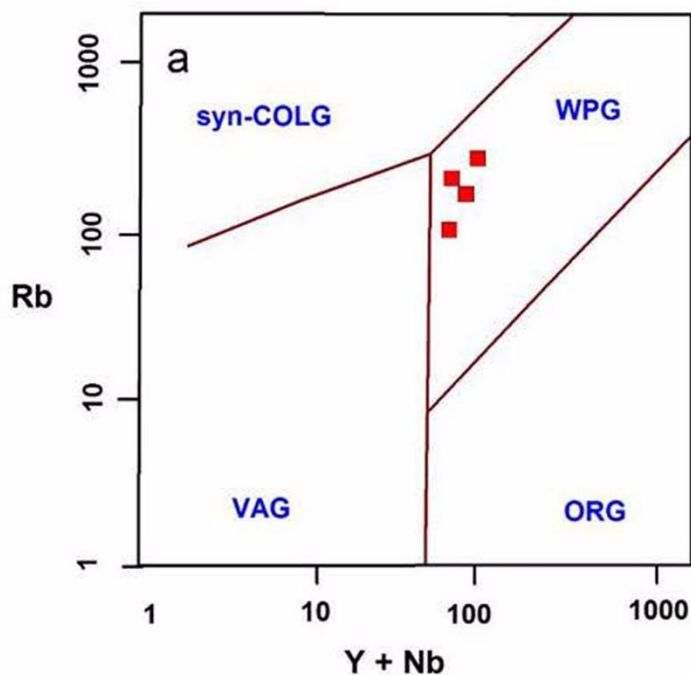


Рис.7 Положение риолит-порфиров КБН на дискриминационной диаграмме  $Y+Nb/ Rb$  (Pearce et al., 1984). WPG – поле внутриплитных гранитов.

### 3.1.3 Изотопные датировки и возможные варианты оценки возраста

Позднерифейский возраст с интервалом 842-692 млн. лет надежно документирован 12 уран/свинцовыми датировками, 4 из которых характеризуют изученную нами территорию (рис.3; табл. 1). Вместе с тем, остается открытым вопрос, интервал в 140 млн.лет является действительным временем проявления кислого наземного вулканизма в СрТШ, или это разброс, обусловленный разрешающей способностью различных методов. Отстаивается мнение, что наземный вулканизм проявлялся дискретно и КБН включает как минимум два самостоятельных возрастных уровня:  $820 \pm 20$  млн.лет и  $700 \pm 20$  млн.лет (Киселев, 2009). В пределах изученной территории новая датировка (Приложение; проба JT-4,) полностью согласуется с ранее полученными значениями (табл. 1; проба Ва -133, Ва-150) и убеждают нас в том, что как для нижних лав, так и силлов гранит-порфиров можно принять модальное значение возраста  $725 \pm 25$  млн лет. В цирконах из пробы Ва -133 наряду с внешними зонами, возраст которых составляет  $728 \pm 16$  млн лет присутствуют ядерные (реликтовые) цирконы с возрастом 849, 2114 и 2598 млн лет, что дает основание для альтернативной интерпретации имеющихся датировок. Приведенные значения для ядерных зон цирконов скорее всего отвечают термическим пикам, связанным с формированием кристаллического цоколя СрШТ, в частности с проявлением мигматитов гранитного состава в метаморфитах комплекса Куйлю ( $2330$  млн.лет и  $1850$  млн.лет по Kröner, et al., 2017) или ( $2600$  млн. лет и  $1900$  млн.лет по Киселев, 2014), а также внедрению гранитоидов сарыджазского комплекса с возрастом  $820 \pm 20$  млн.лет (Киселев, 2014).

Таблица 1. Уран/свинцовые датировки докембрийских отложений хребта Джетыым и прилегающих территорий

№ пробы	Широта	Долгота	Возраст (млн лет) * U/Pb	Порода	Свита, комплекс	Лаборатория, Метод	Источник
210a	41.49623	76.50879	692	Туф риодацита	Большой Нарын	Институт Геологии, Бишкек, TIMS	Киселев и др., 1993
ЛТ-4	41.56111	77.39139	747±58	Сил риолит-порфира	Большой Нарын	Potsdam, LA-ICP MS	Настоящие исследования
210b	41.49623	76.50879	716	Туф риодацита	Большой Нарын	Институт Геологии, Бишкек, TIMS	Киселев и др., 1993
Ва-150	41.560391	77.32655 8	726±2.2	Риолит	Большой Нарын	Prague, LA-ICP MS	Terbishaliev et al, 2019; в печати
Ва-133	41.553059	77.26057 6	728±16 (849, 2114, 2598)	Сил риолит-порфира	Большой Нарын	Prague, LA-ICP MS	Terbishaliev et al, 2019; в печати
4528	41.79173	78.12271	764	Риолит	Большой Нарын (Жаргалацкая)	Институт Геологии, Бишкек, TIMS	Киселев и др., 1993 (Баев и др., 1989)
KG 22	41.49144	76.40936	764±4	Риолит	Большой Нарын	Weijing, SHRIMP II	Kroner et al., 2009
4029	41.98779	78.41915	791	Субвулканический лейкогранит	Большой Нарын (Жаргалацкая)	Институт Геологии, Бишкек, TIMS	Киселев и др., 1993 (Баев и др., 1989)
9-81a	41.51944	77.11342	801	Риодацит	Большой Нарын	Институт Геологии, Бишкек, TIMS	Киселев и др., 1993
57-85	41.561111	77.39138 9	825±20	Литокластический туф (игнибриг)	Большой Нарын	Институт Геологии, Бишкек, ТИЭ	Киселев и др., 1993
9-81b	41.51944	77.11342	836	Риодацит	Большой Нарын	Институт Геологии, Бишкек, TIMS	Киселев и др., 1993
KG 20	41.45061	76.29925	836	Валун дацита	Джетымтауская	Weijing, SHRIMP II	Rojas-Agramonte, 2014
KG 21	41.44783	76.28778	(629-2345)	Песчаник	Джетымтауская	Mainz, LA- ICP-MS	Rojas-Agramonte, 2014
AI-31	41.73667	78.06639	(842) (1866) (2324)	Туфит	Джетымтауская	Shent, LA- ICP-MS,	Glorie et al., 2011
AB3462	41.66134	77.28444	743±7	Плагиогранит	Верхнеарчачинский	ВСЕГЕИ, SHRIMP II	Настоящие исследования
ЛТ-3321B	41.61525	77.29000	2082±120; 3175± 75 (1866-2373- 2520)	Кварцит	Бординская толща	Potsdam, LA-ICP MS	Настоящие исследования

\*Примечание: в скобках показан возраст ксенолитных ядер цирконов, а также возрастные кластеры или возрастной интервал по обломочным цирконам

### 3.2. Джетымдауская свита

Наши представления о строении вендской толщи диамиктитов, выделенной В.Г. Королевым (1972) под названием «Свита Джетымтау», базируются на результатах исследований большой группой геологов (Жуков, 1960; Джолдошев, 1964; Королев, Максумова, 1984; Сагындыков, Судоргин, 1984; 1988). Свита имеет трехчленное строение. Ее нижняя и верхние части представлены диамиктитами: в рассланцованный гравийно-песчано-алевритовый заполнитель зеленовато-серого и темно-серого цвета включены редкие гальки и валуны размером от 5 и до 30-50 см. Изредка встречаются глыбы до 1,5 м по длинной оси. Цементирующая масса глинисто-серицит-хлоритового состава, реже присутствует углистое вещество. Обломочный материал в основном представлен породами из КБН, им подчинены кристаллические сланцы, кварциты, известняки и мраморы. В средней части разреза залегает горизонт углеродистых сланцев, мощностью 250-480 м, к которому в западной части хребта приурочены пластовые залежи магнетит-гематитовых руд (Джолдошев, 1964). Суммарная мощность свиты колеблется в интервале 1700-2500 м.

В пределах изученной территории полные разрезы отсутствуют. В верховье р. Чон Корумды вскрывается базальный горизонт джетымтаусской свиты (25-80 м), сложенный мелкообломочными брекчиями и не отсортированными гравийными песчаниками продуктов разрушения подстилающих вулканитов, погруженными в черные, углеродисто-глинистые или светло-зеленые серицит-хлоритовые и известково-глинистые сланцы. Вверх по разрезу они сменяются серыми диамиктитами с цементирующей массой глинисто-серицит-хлоритового состава.

Вдоль южного склона хребта из-под тектонических пластин, сложенных вулканитами КБН вскрываются диамиктиты верхней подсвиты джетымтаусской свиты. Наиболее полный разрез изучен в бассейне руч. Узунтурук (рис.2). На данном стратиграфическом уровне среди полимиктовых диамиктитов закартировано несколько горизонтов калькаренитов, протяженностью 0,7-2 км. Здесь же присутствует олистоплак серпентинизированных гарцбургитов (550x150 м), который на изданной геологической карте показан как Узунтурукский интрузивный массив (Турсунгазиев, Петров, 2008).

В подтверждение вендского возраста джетымтаусской свиты приводились многочисленные списки микрофитолигов (Королев, 1972; Королев, Максумова, 1984), палеонтологическая значимость которых у палеонтологов сегодня вызывают большие сомнения. По нашей просьбе эти списки ревизовались Леонидом Поповым (Национальный музей Уэльса). По его заключению, микрофитолиги являются следами жизнедеятельности цианобактерий, а не остатками живых организмов. Но стратиграфическое налегание диамиктитов на позднеархейские вулканиты КБН, присутствие в песчаниках джетымтаусской свиты обломочных цирконов с возрастом 629 млн.лет, (Табл. 1, проба КГ 21), и наконец, стратиграфическое налегание на диамиктитовом комплексе кремнисто-карбонатных отложений шорторской серии кембрия (Жуков, 1960; Mikolaichuk et al., 2008; Неевин и др., 2011; и др.), не оставляет сомнения в вендском возрасте описываемых отложений.

### 4. Строение ядра Джетымской синформы

Описанные элементы докембрийского разреза трижды повторяются в строении южного склона хребта Джетым (рис.2), будучи разделены зонами милонитов и сопряженных с ними порфиroidами. Мощность тектонитов колеблется от 7-10 м и до 50 м. Самый нижний из них мы условно относим к автохтону, а вышележащие к параавтохтонному комплексу.

*Автохтонный структурный комплекс* вскрывается в подножье южного склона хребта Джетым. Вулканиты КБН и перекрывающие их диамиктиты джетымтаусской свиты из этой тектонической единицы отличаются простым моноклиальным залеганием и несравнимо меньше деформированы, чем разновозрастные отложения, слагающие параавтохтонный комплекс.

*Параавтохтонный структурный комплекс* слагает южный склон и приводораздельную часть хребта. В его составе установлено две тектонические пластины, сложенные вулканитами КБН и стратиграфически перекрывающими их отложениями джетымтауской свиты. От автохтона они отличаются не только развитием милонитов в постели тектонического покрова, но и формированием опрокинутых складок в его фронтальной части. В свете приведенных данных вполне очевидна возможность переинтерпретации предложенных ранее схем стратиграфии для рифей-вендского уровня (Митрофанов, 1982; Сагындыков, Судоргин, 1984; Киселев, 2009). Упомянутые авторы также выделяют, как минимум, два уровня вулканитов, и разделяющие их вулcano-терригенные единицы.

*Аллохтонный структурный комплекс* развит в приводораздельной части хребта, где сложен бординской толщей. В подошве тектонического покрова, выходящей на поверхность в верховье р. Чон Корумды присутствуют порфирииды и горизонт тонкополосчатых милонитов мощностью 50-80 м, состоящих из тонкочешуйчатого серицит-хлорит-слюдистого агрегата. Позднепалеозойские взбросо-сдвиги разбивают Чонкорумдинский тектонический покров на отдельные фрагменты, но это не затушевывает его общего погружения к северу. В подножье хр. Джетымбель вскрывается самый северный сегмент Чонкорумдинского покрова. Он так же надвинут на вулканиты КБН, и представлен здесь интенсивно дислоцированными мраморами, мраморизованными известняками, кварцитами и глинисто-серицит-хлоритовыми сланцами, смятыми в опрокинутую к югу изоклиналиную складку. Дислоцированные терригенно-карбонатные отложения бординской толщи прорываются здесь Верхнеарчалинской интрузией плагиогранитов. Последняя не выходит из поля бординской толщи и соотношение с параавтохтонным комплексом КБН не наблюдалось.

И только в верховье р. Кызылбель вскрываются верхние горизонты Чонкорумдинского покрова, где сохранилась ненарушенная последовательность напластования бординской толщи. Нижняя часть разреза бординской толщи сложена тонкополосчатыми (0,5-2 см) мраморами и мраморизованными известняками темно-серыми или светлыми, с желтоватым оттенком. Довольно часто в них проявляется мелкая плейчатая складчатость. Им подчинены горизонты полосчатых (3-7 см) серых и светло-серых тонкозернистых кварцитов, мощностью от 2 и до 10 м. Видимая мощность нижней пачки 500-550 м. Выше по резкому, но согласному контакту залегают зеленовато-серые, буровато-серые аркозовые песчаники и алевролиты, находящиеся в тонком переслаивании с кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Среди них иногда присутствуют горизонты светлых кварцевых песчаников и тонкослоистых серо-зеленых мраморизованных известняков мощностью 15-30 м. Суммарная мощность верхней пачки не превышает 700 м.

До настоящих исследований отсутствовали какие-либо прямые данные о возрасте бординской толщи. В.Г. Королев (1956) на основании литологического сходства сопоставлял ее с тарагайской и сарыбулакской свитами рифейского возраста бассейна р. Каракуджур. Другие исследователи (Митрофанов, 1982) допускали, что бординская толща стратиграфически надстраивает разрез КБН.

Изотопным датировкам подвергались кварциты бординской толщи, (**Приложение**, проба JT3321) и прорывающей боординскую толщу плагиограниты Верхнеарчалинской интрузии, (**Приложение**, проба АВ 3462). Детритовые цирконы в кварцитах бординской толщи представлены несколькими поколениями, наиболее молодые из которых имеют возраст  $2080 \pm 120$  мил лет. Возраст верхнеарчалинской интрузии, прорывающей боординскую толщу  $743 \pm 7$  мил лет, (табл.1), поэтому возраст бординской толщи определяется как рифейский.

## 5. Заключение

- Вулcano-плутонический комплекс Большого Нарына, вскрывающийся в восточной части хр. Джетым, представлен дифференцированной известково-щелочной серией эффузивов, включающих субвулканические силлы риолит-порфиридов и габбро-долеритов. Как

в лавовых, так и в субвулканических фациях объем пород основного и среднего состава находится в резко подчиненных количествах. Видимая мощность КБН составляет 1600-2000 м.

- Положение фигуративных точек пород КБН на различных петрохимических диаграммах свидетельствует, что все они принадлежат к внутриплитным образованиям.
- Модальный возраст вулканитов и комагматичных субвулканических тел КБН по нашей оценке составляет  $725 \pm 25$  млн лет. Упомянутый в литературе возрастной уровень  $820 \pm 20$  млн лет (Киселев, 2009), по-видимому обусловлен тем, что наряду с магматическими цирконами анализировались реликтовые цирконы. Как следует из анализа цирконов пробы Ва-133 (табл. 1), наряду с внешними зонами, возраст которых составляет  $728 \pm 16$  млн лет, в ядрах кристаллов присутствуют цирконы с возрастом 849, 2114 и 2598 млн лет.
- Плагиограниты Верхнеарчалинской интрузии, как по своему составу, так и возрасту (см. Приложение) близки к силлам КБН, и видимо вместе с последними принадлежали к единой магматической провинции.
- Впервые полученные датировки из детритовых цирконов бординской толщи и интрузивные соотношения последней с Верхнеарчалинской интрузией позволяет оценить ее возраст как рифейский

## **6. Приложение**

### **(Исходные данные по уран/свинцовым датировкам)**

Пробы JT-4 и JT-3321 анализировались в Институте геологии Потсдамского Университета методом LA-ICP MS. Лазерная абляционная система CETAC LSX-213 G2, подключенная к одноколлекторному масс-спектрометру ICP Thermo Scientific ELEMENT 2, позволила провести анализ изотопных данных U-Th-Pb циркона. Соотношения U/Pb были откалиброваны по отношению к эталонному циркону 1065 млн. лет (Wiedenbeck et al., 1995), который неоднократно анализировался во время каждой сессии. Для анализа были выбраны районы «неизвестных» цирконов. Ультрафиолетовый лазер работал с частотой импульсов 10 Гц и размером пятна 50 мкм на стандартном цирконе и 25 мкм на неизвестных. Для создания графиков конкордии и построения возрастных гистограмм использовался Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008). Для интерпретации цирконов моложе или старше 1,0 млрд лет использовалась соотношения возраста  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$  или  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$  соответственно. Цирконы из пробы АВ-3462 анализировались с использованием многоколлекторного вторичного иона высокого разрешения SHRIMP-II масс-спектрометр в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, РФ). Аналитик - сотрудник ВСЕГЕИ Е.Н. Лепехина

### **Проба JT-4**

Цирконы из силла гранит-порфира КБН анализировались в 20 точечных спотах. Результат  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  варьируется по возрастному интервалу начиная с минимального интервала JT-4-1\_  $643.3 \pm 39.2$  мил лет и максимальный интервал JT-4-7\_  $846.7 \pm 11$  мил лет. Вариации дискордантных проб значительны (от 10 до 57 %), поэтому пришлось использовать Тера-Вассербург диаграмму (Tera-Wasserburg concordia), чтобы показать все анализы. Дискорданс анализов зерен, связан с комплексностью структуру цирконов или с размером спота лазера. Основная популяция цирконов сконцентрированы в диапазоне  $747 \pm 58$  мил лет с конкордностью от 88 до 112 %.

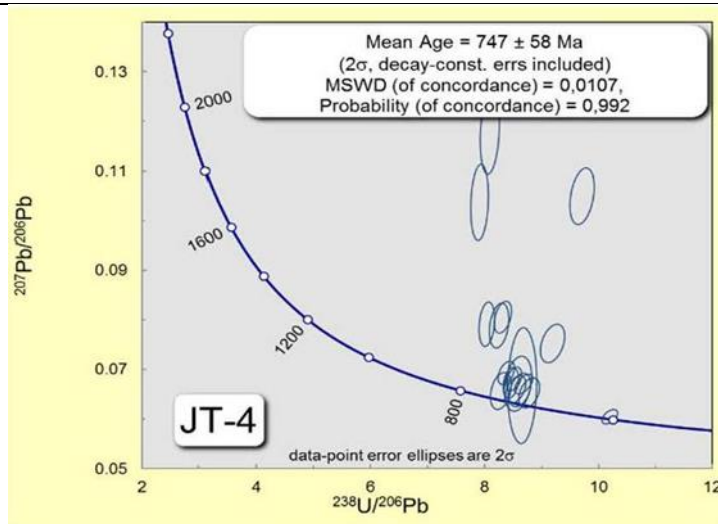


Диаграмма с конкордией для цирконов пробы JT-4 (Tera-Wasserburg concordia). Возраст кристаллизации по  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  близко к определению  $747 \pm 58$  мил лет.

### Проба JT-3321

Из пробы кварцитов бординской толщи анализировалось 20 зерен цирконов. Проба является комплексной с метаморфической историей и ксенолитной структурой цирконов. Она включает себя возрастной диапазон от  $592 \pm 115$  до  $3175 \pm 75$  мил лет, большинство конкордных значений концентрируются в пределах  $2082 \pm 120$  мил лет, что показывает комплексную структуру (метаморфическую природу) цирконов. На этот интервал приходится 67 % спотных анализов  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  %. Но есть и более молодая популяция одного спота JT-3321-13\_  $592 \pm 115$  мил лет, которая является аналитической ошибкой в связи с митамиктической структуры циркона.

Споты из более древних возрастов с дискордантностью от 12 до 17%, JT-3321-6\_  $3114.6 \pm 123$  мил лет и JT-3321-9\_  $3175.1 \pm 76.5$  мил лет показывают ксенолитную характеристику внутренней структуры цирконов. Результаты 9 спотовцирконов с дискордантностью от 15% - 35% показывает возрастной диапазон от JT-3321-1\_  $2373.3 \pm 273$  мил лет до JT-3321-19\_  $2629.8 \pm 28.6$  мил лет. Результаты 8 спотов, конкордантность которых вирирует от 79 до 132%, показывают вариацию основного возраста от JT-3321-2\_  $2079.2 \pm 25$  мил лет до JT-3321-11\_  $2097.6 \pm 119$  мил лет.

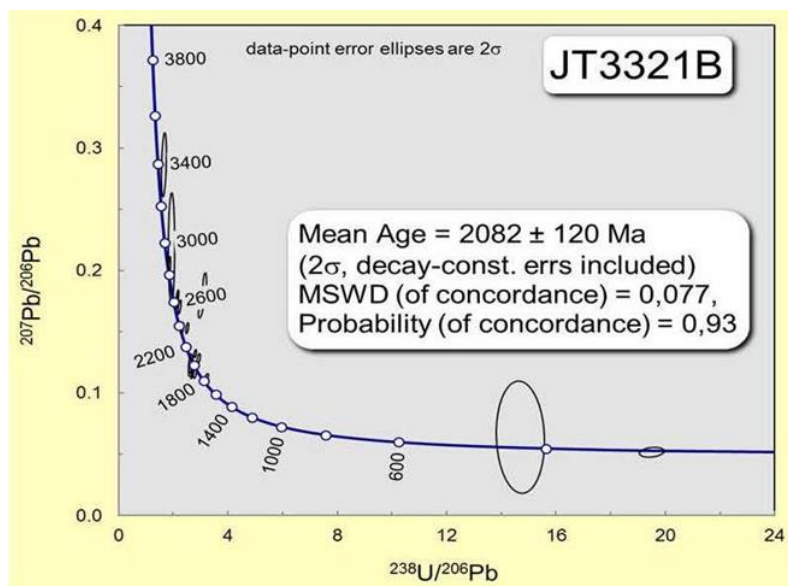
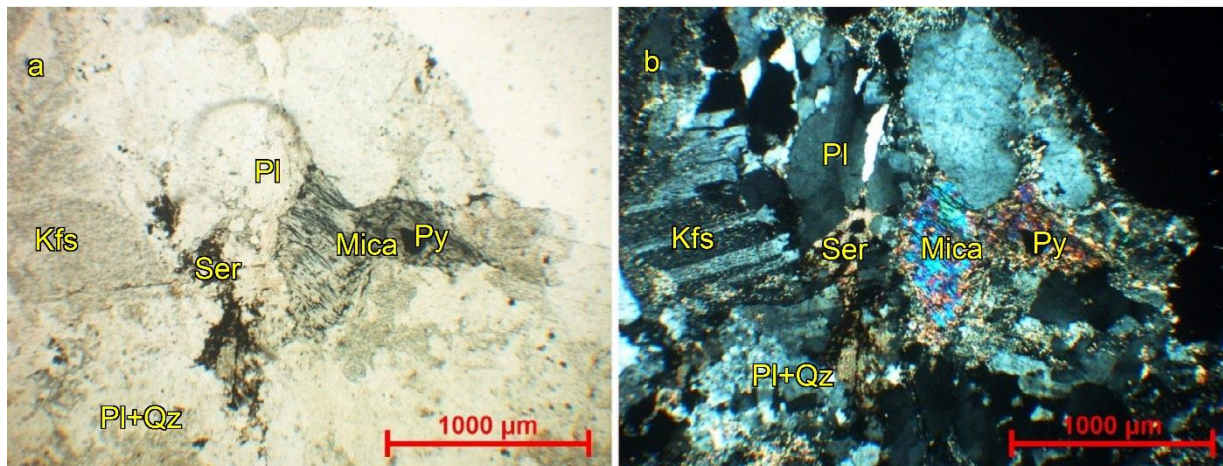


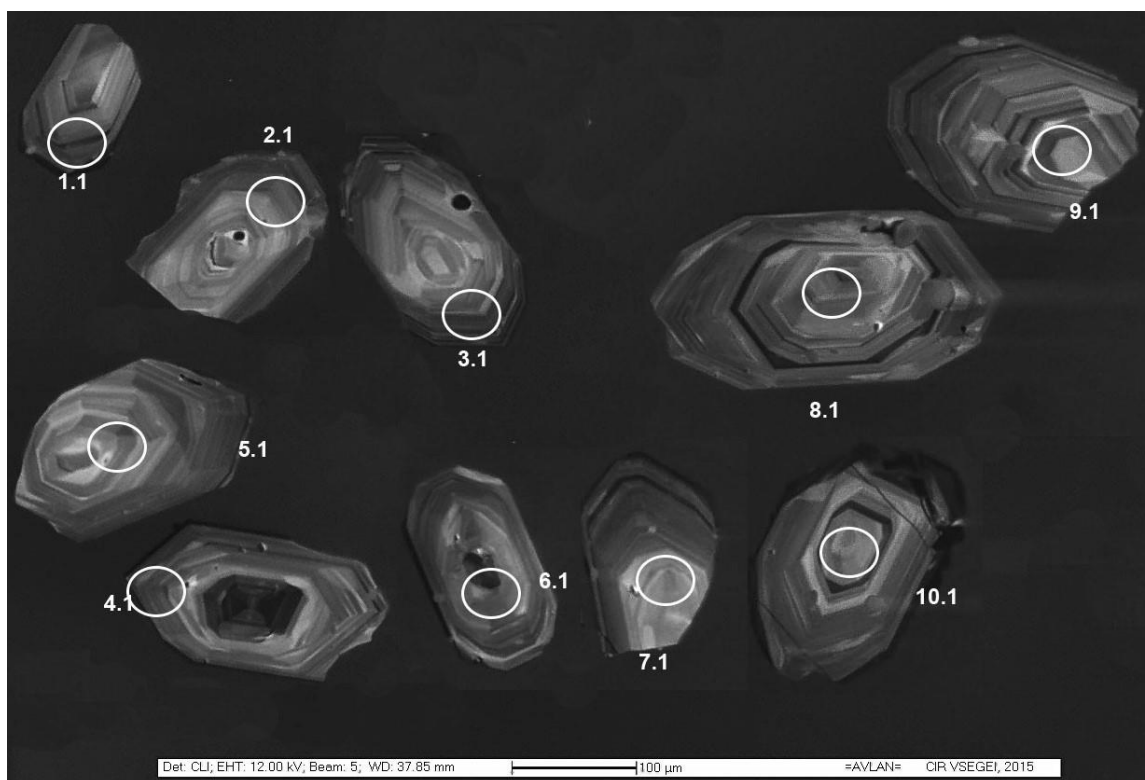
Диаграмма с конкордией для цирконов пробы JT3321 (Tera-Wasserburg concordia).

Проба АВ 3462

Отобрана из порфировидных лейкократовых плагиогранитов в верхье р. Арчалы. В пробе присутствуют коричневые, мутные и полупрозрачные, идиоморфные и субидиоморфные призматические кристаллы и их обломки, в некоторых наблюдаются включения и/или трещинки. Длина их составляет 123 – 329 мкм,  $Ky=1,4-2,2$  (фото шлифа).  $^{238}U/^{206}Pb$  определения для всех цирконов дают конкордатный возраст  $743 \pm 7$  Ма. Проба варьируется по  $^{238}U/^{206}Pb$  результатом от  $3.1_{-734,8 \pm 8,2}$  мил лет до  $4.1_{-748,4 \pm 10}$  мил лет с точным кристаллизационным возрастом  $743 \pm 7$  Ма.



Плагиогранит из правого борта реки Арчалы проба (АВ 3462) : а) в проходящем свете, б) николи скрещены

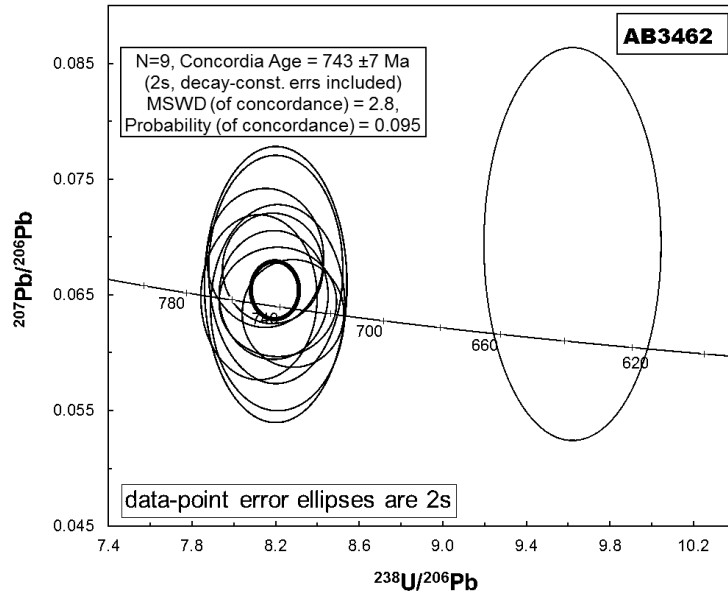


Цирконы пробы АВ 3462 с тонкой и секторальной зональностью в катодолуминесцентном изображении (CL)

Таблица результатов анализа цирконов пробы проб JT-4 и JT3321 (метод LA-ICP-MS)

№.	235U cps	232Th cps	208Pb cps	207Pb cps	206Pb cps	204Pb cps	206238 age	err 68 age	207235 age	err 75 age	207206 age	err 76 age	conc. 68 - 75	conc. 76 - 68	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/235U error	206Pb/238U Pb/238U e
JT-4-1	14008	27629	1182	10507	170901	18	604.6	6.4	607.9	7.8	643.3	39.2	0.99	0.94	0.088	0.81796	1.7	0.09806
JT-4-2	2922	210566	8368	2796	41100	28	736.4	12.5	771.5	24.1	832.5	81.2	0.95	0.88	0.102	1.09322	4.4	0.1207
JT-4-4	2604	194566	9808	3489	41544	74	741.3	9.8	812.7	25.5	1172.7	85.4	0.91	0.63	0.116	1.35744	4.5	0.12439
JT-4-5	1929	182384	8766	3094	30994	53	754.3	11.4	1044	39.9	1577.8	126.8	0.72	0.48	0.117	1.80712	6	0.12639
JT-4-6	3266	284702	8271	3324	45249	34	704.6	12	742.3	20.7	1003.2	85.5	0.95	0.7	0.1	1.05397	3.9	0.11602
JT-4-7	7374	492954	52815	20158	118939	866	846.7	11.1	1691.9	30.1	2503.6	190.3	0.5	0.34	0.117	4.2409	3.6	0.14005
JT-4-8	5404	314713	16195	6218	82282	92	739.7	10.5	877.2	17.8	1040.9	63.9	0.84	0.71	0.11	1.33495	3	0.12019
JT-4-9	1512	241950	10296	1949	21926	65	638.1	10.9	1002.3	27.1	1236.3	118.1	0.64	0.52	0.105	1.48997	4.2	0.10298
JT-4-10	1736	84768	5106	2081	26925	35	731.8	11.8	831.1	25.9	1105.7	99	0.88	0.66	0.112	1.31748	4.5	0.12114
JT-4-11	4505	260764	19173	6408	66461	154	794.8	12.7	1356.7	44.4	1799.9	211.6	0.59	0.67	0.107	2.00907	5.8	0.12357
JT-4-12	2667	141746	6947	2523	37948	12	704.8	11.4	726.3	18.3	824.9	63.9	0.94	0.69	0.104	1.07839	6.5	0.11647
JT-4-13	2667	141746	6947	2523	37948	12	704.8	11.4	726.3	18.3	824.9	63.9	0.94	0.69	0.104	1.07839	6.5	0.11647
JT-4-14	1684	97022	8355	2763	25804	82	710.4	16.2	787.4	81.5	1410.7	187.1	0.9	0.5	0.111	1.06307	14.3	0.11546
JT-4-15	9575	581377	28163	9498	144522	15	696.8	9.9	738.4	10.5	762.2	40.6	0.94	0.91	0.109	1.0649	2	0.11514
JT-4-16	4274	251878	11085	4109	62779	13	716.4	8.8	749.3	13.9	775.9	57.8	0.96	0.92	0.107	1.10305	2.6	0.11743
JT-4-17	4849	332819	13646	4924	68032	35	720.5	8.9	732.1	19	964.2	66.8	0.98	0.75	0.102	1.09691	3.6	0.11818
JT-4-18	3278	190152	9313	3220	47366	14	714.7	11.5	750.4	16.6	831.6	61.7	0.95	0.86	0.105	1.06438	3.1	0.11701
JT-4-19	4460	318232	13489	4393	64189	18	722.3	9.6	771.3	13.6	862.2	52.7	0.94	0.84	0.104	1.14068	2.5	0.11933
JT-4-20	1374	216804	7166	1430	18538	23	658	11.9	760.9	21.1	1113.2	86.2	0.86	0.59	0.098	1.12878	3.9	0.10878
JT3321B-1	9309	442518	56430	21635	100103	1116	423.2	20.1	463.6	247.4	2373.3	273	0.91	0.18	0.078	0.60061	59	0.06805
JT3321B-2	2831	86323	10670	16477	127679	21	1971.8	22.1	2049.5	15.1	2079.2	24.9	0.96	0.95	0.327	6.50526	1.7	0.35688
JT3321B-3	917	79649	11936	5176	42330	3	2023.9	31.3	1987.5	21.1	1976.7	43.4	1.02	1.02	0.335	5.95638	2.4	0.37059
JT3321B-4	686	94377	10650	3922	31147	37	2091.3	26.8	2028.3	22.2	2056.2	44.8	1.03	1.02	0.329	6.35199	2.5	0.38244
JT3321B-6	1516	76989	63234	36936	115204	1592	2716.3	109.5	2892.9	181.8	3114.6	123	0.94	0.87	0.551	15.54899	17.4	0.5166
JT3321B-7	1166	116564	23841	12632	73002	19	2442.9	28.5	2560.7	16.9	2577.4	32	0.95	0.95	0.454	11.45235	1.8	0.4627
JT3321B-8	2995	105046	33692	22066	123909	551	1777.8	26.5	2289.1	36.1	2573.8	59.7	0.78	0.69	0.3	8.26776	3.9	0.31738
JT3321B-9	372	20394	12850	10329	33402	253	3395.4	119.9	3557.5	73.5	3175.1	76.5	0.95	1.07	0.652	23.82002	7.2	0.60348
JT3321B-10	1201	89022	12340	10752	65435	65	2296.4	31	2353.7	21.3	2480	35.8	0.98	0.93	0.395	9.07543	2.3	0.43043
JT3321B-11	167	24571	3877	1058	7860	27	2060	46	2028.1	62.4	2097.6	118.9	1.02	0.98	0.342	6.3543	6.9	0.37907
JT3321B-12	461	18427	4246	6582	31716	19	2765.9	40.6	2823.4	25.1	2885.1	39.5	0.98	0.96	0.499	15.13709	2.6	0.53725
JT3321B-13	2972	360877	6660	1144	18350	19	3271.3	6.1	370	19.4	592	114.6	0.88	0.55	0.045	0.36577	6.2	0.05128
JT3321B-14	3019	132690	20255	24467	157672	13	2168.4	31.4	2276.8	18.3	2407.3	22.3	0.95	0.9	0.379	8.40161	2	0.39839
JT3321B-15	1178	325848	49689	6745	52979	19	1881	26.2	1966	19.3	2069.3	35.7	0.96	0.91	0.326	6.03082	2.2	0.34123
JT3321B-16	2590	130420	17513	11520	99906	7	1747.8	26.1	1798.3	17.9	1866.4	31	0.97	0.94	0.28	4.81342	2.1	0.31064
JT3321B-17	1126	139627	25168	10806	61625	24	2489.2	37.3	2553.8	23.6	2604.4	30.3	0.97	0.96	0.377	11.30403	2.5	0.46817
JT3321B-18	1399	30671	5242	12113	72727	26	2388.6	42.1	2482.6	20.6	2520.5	32.2	0.96	0.95	0.377	10.53008	2.2	0.44849
JT3321B-19	2689	193808	21567	24032	135502	64	1887.7	39.4	2218.9	25.6	2629.8	28.6	0.85	0.72	0.266	7.70969	2.8	0.33269
JT3321B-20	2492	115995	18573	15198	109472	171	1980.9	35.9	1930.9	37.8	2147	71.6	1.03	0.92	0.319	5.86283	4.3	0.35846





Канкордия диаграмма показывает кристаллизационный возраст  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$   $743 \pm 7$  Ма.

Таблица результатов анализа цирконов пробы AB 3462 (метод SHRIMP-II)

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	ppm $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{207}\text{Pb}_c$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}_c/^{206}\text{Pb}_c$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}_c/^{238}\text{U}$ ±%	err	corr
AB3462														
7.1	1.54	104	112	1.12	9.41	637 ± 11	910 ± 220	43	9.62	1.8	0.0694	10	0.99	1.1
1.1	0.00	185	137	0.77	19.3	741 ± 9.5	756 ± 64	2	8.21	1.4	0.0644	3	1.082	3.3
2.1	0.00	117	104	0.92	12.3	746.5 ± 9.9	874 ± 74	17	8.15	1.4	0.0682	3.6	1.154	3.8
3.1	0.00	192	172	0.93	19.9	734.8 ± 8.2	723 ± 64	-2	8.283	1.2	0.0634	3	1.056	3.2
4.1	0.57	124	195	1.63	13.2	748.4 ± 10	767 ± 95	2	8.12	1.4	0.0648	4.5	1.095	4.7
5.1	0.47	104	109	1.09	10.9	740 ± 11	738 ± 120	0	8.21	1.6	0.0639	5.7	1.072	5.9
6.1	0.00	200	207	1.07	21	743 ± 8.2	847 ± 60	14	8.186	1.2	0.0673	2.9	1.134	3.1
8.1	0.00	141	146	1.07	14.8	749.4 ± 9.4	775 ± 74	4	8.19	1.3	0.065	3.5	1.092	3.8
9.1	0.79	96	76	0.83	10.1	742 ± 12	803 ± 150	8	8.2	1.7	0.0659	7.4	1.108	7.6
10.1	0.52	93	73	0.81	9.81	742 ± 12	844 ± 130	14	8.2	1.6	0.0672	6	1.113	6.3

Errors are 1 sigma; Pb<sub>c</sub> and Pb<sub>i</sub> indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.63% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured  $^{204}\text{Pb}$ .

## Список литературы

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С.56-65.
2. Баженов М.Л., Миколайчук А.В. (2004). Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета: синтез палеомагнитных и геологических данных. // Геотектоника. 2004. № 5, с. 68–84.
3. Бискэ Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. И-во С-Пт. У-та, 1996. 190 с.
4. Додонова Т.А., Горецкая Е.Н., Лесков С.А. (1972) Магматизм. Эффузивные формации // Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. 1972. Кн.2. С.7-53.
5. Джолдошев Б. Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань)// Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе. Изд-во АН КиргССР, 1964, с 23-32.
6. Жуков Ю.В. (1960). Кембрийские отложения реки Нарын и их рудоносность // Труды управления геологии и Охраны недр при Совмине Киргизской ССР. Госгеолтехиздат, 1960, сборник. I. С.20-25
7. Жуков Ю.В., Кнауф В.И., Королев В.Г., Поршняков Г.С. (редакторы). Тектоническая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000 / Киргизское производственное объединение по геологоразведочным работам. Мингео СССР, 1988. На 6 листах.
8. Киселев В.В. (2009) Протерозойские рифтогенные комплексы (порфириды и тиллоиды) // Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей Центральноазиатского складчатого пояса. Путеводитель экскурсии. 2009. Бишкек, Кыргызстан, сс. 123-129
9. Киселев В.В. (2014) Изотопно-геохронологическое обоснование возраста комплексов. В кн: Геодинамика и орудинение Тянь-Шаня ( Кыргызстан). Ред. - Бакиров А.Б., Пак Н.Т. Бишкек «Илим». 2014, сс 228-258.
10. Киселев В.В., Апаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н., Лукашова Е.М. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня // Ранний Центральноазиатского складчатого пояса. С-Петербург. Наука. 1993. С. 99-115.
11. Киселев В.В., Королев В.Г. Позднедокембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня // Формации позднего докембрия и раннего палеозоя северной Киргизии. Фрунзе, Илим. 1967, сс 3-30.
12. Королев В.Г. Геологическая карта листа К-43-95. Масштаб 1:100 000. Отчет по работам Кокджарской геолого-съёмочной партии 1953-1956 гг. Фрунзе. Фонды Госгеолагентства КР.
13. Королев В.Г. (1972) Стратиграфия. Докембрий// Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Кн.1. С. 38-73
14. Королев В.Г., Максумова Р.А. (1984) Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 190 с.
15. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. (2018) Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования// Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720. doi: 10.5800/GT-2018-9-3-0368.
16. Макаров В.И. (1977). Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. с.172
17. Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. (1995). Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75-85.
18. Митрофанов Ф.П. (Ред). Докембрий Средней Азии. Ленинград: Наука, 1982. 164 с.

19. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д. В. (2014) Пулл-аппартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства// Геотектоника. 2014, № 1, с. 29-61. С. 22-31.
20. Неевин А.В., Бискэ Г.С., Неевин И.А. (2011) Стратиграфия нижнего палеозоя Сырдарьинского континентального массива в восточной части Среднего Тянь-Шаня в связи с вопросами палеогеографии и геодинамики // Вестник СПбГУ. 2011. Сер.7.Вып.2. С. 21-36
21. Сагындыков К.С., Судоргин А.А. (1984) Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 215 с.
22. Сагындыков К.С., Судоргин А.А., Апышев Т.А. (1988) Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия хребта Акшийрак// Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1988, стр. 84-99.
23. Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. (гл. ред.). Геологическая карта Кыргызской Республики, масштаб 1:500 000. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. 2008.
24. Janoušek, V. Farrow, C. M. & Erban, V. 2013. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6):1255-1259.
25. Kröner, A., Alexeiev, D.V., Kovach, V.P., Rojas-Agramonte, Ya., Tretyakov, A.A., Mikolaichuk, A.V., Xie, H.Q., Sobel, E.R., 2017. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 135, (2017) 122–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.022>
26. Le Bas, M.J. Le Maitre, R.W. Streckeisen, A. Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silicadiagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Ludwig, K.R. 2009. Isoplot/Ex version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
27. Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
28. Mikolaichuk A.V., Apayarov F.Kh., Buchroithner M.F., Chernavskaja Z.I., Skrinnik L.I., Ghes M.D., Esmintsev A.N., Neyevin A.V., and Charimov T.A 2008. Digital Geological Map of the Khan Tengri Massif (Kyrgyzstan), ISTC Project No KR-920. <http://www.kyrgyzstan.ethz.ch/other-projects/istc-project-no-kr-920/>
29. Pearce, J. A. & Norry M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
30. Pearce, J. A. Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
31. Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 64–81. doi: 10.1007/BF00384745
32. Rollinson, Hugh R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation (Longman Geochemistry). Singapore, 1993, Pearson Education Asia (Pte) Ltd. ISBN 0 582 06701 4.
33. Terbishalievа B., Timmerman M.J., Mikolaichuk A., Altenberger U., Sláma J., Schleicher A.M., Sudo M., Cichy S. B., Sobel E., 2019. Calc-alkaline geochemistry and 726-728 Ma (Cryogenian) U-Pb zircon ages of the volcanic Big Naryn Complex in the East Djetim-Too Range of the Middle Tianshan, Kyrgyzstan. (Submitted in the *Journal of Asian Earth Sciences*, JAES-D-19-00438).
34. Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, von Quadt A, Roddick JC, Spiegel W (1995) 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19: 1–23