

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР -
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН в г. БИШКЕКЕ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РАН**

Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке

Выпуск 1

**СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ ТРЕТЬЕГО МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА
30 ОКТЯБРЯ-6 НОЯБРЯ 2005 ГОДА**

Москва-Бишкек 2006

А.В. Миколайчук¹, В.А. Симонов², А.В. Травин², Е.Р.Собел³1 - Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли,
Бишкек, Кыргызстан;

2 -Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия;

3 -University Potsdam, Institute Geowissenschaften, Potsdam, Germany

**ОСОБЕННОСТИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА
ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Комплексные исследования позволили получить новые данные о геологических особенностях, времени формирования и параметрах петрогенезиса мезо-кайнозойских базальтов Центрального Тянь-Шаня. Анализ расплавных включений в плагиоклазах показал, что они по петрохимическим характеристикам близки базальтам типа OIB. По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Y, Nb) и по характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения указывают явно на плюмовый источник магматических систем. Результаты наших исследований, а также материалы предшественников, свидетельствуют о том, что не только для Тоюнского разреза, но и в пределах всего Центрального Тянь-Шаня мантийный плюм проявился уже в меловое время и имел несколько фаз активизации. Суммируя вновь полученные и опубликованные данные можно сделать вывод, что во времени фронт магматизма мигрирует к северу: в Тоюне базальтоидный магматизм появился 113 млн. лет тому назад, на участке Текелик - 76 млн. лет, Байдулы - Сулутерек - 61 млн. лет, Каракастек - Кенкол - 46-48 млн. лет назад.

Complex studies have allowed to receive a new data on the geological features, time of forming and parameters of petrogenesis of the Central Tian Shan Mesozoic-Cenozoic basalts. The analysis of melt inclusions in plagioclases has shown, that by the petrochemical characteristics they are close to the basalts of OIB type. On the correlation of trace elements (stable at the secondary processes - Zr, Y, Nb) and on the pattern of rare earth elements the melt inclusions point obviously on the mantle plume source of magmatic systems. The results of our studies and also materials of the forerunners, testify that not only for Tuoyun section, but also in limits of all Central Tian Shan the mantle plume was exhibited already in Cretaceous time and had some phases of activating. Summarizing new obtained and published data, it is possible to make a conclusion, that in time the front of a magmatism migrates to north: in Tuoyun the basaltic magmatism has appeared 113 million years ago, on the region Tekelik - 76 Ma, Baiduly - Suluterek - 61 Ma, Karakastek - Kenkol - 46-48 Ma.

В одном из ранних обобщений, посвященных магматизму Центрального Тянь-Шаня (ЦТШ), было подмечено, что районы проявления мезо-кайнозойского базальтоидного магматизма оконтуривают крупный литосферный блок, который расположен в северо-восточном крыле Таласо-Ферганского разлома (рис. 1), и это явление находит отражение в глубинных геофизических аномалиях [1]. Эти наблюдения получили развитие в исследованиях Л.П. Винника [2] и С. Рёкера [3], показавших, что кора и мантия ЦТШ характеризуется сильно пониженными скоростями продольных волн, а направление поляризации быстрой волны перпендикулярно простиранию геологических структур Тянь-Шаня, что объясняется растеканием мантийного плюма.

Мезо-кайнозойские базальтоиды присутствуют среди палеозойских комплексов в виде даек и штоков, а потоки и силлы базальтов установлены среди континентальных отложений нижней стратиграфической единицы неотектонических впадин, известной как коктурпакская [4,5], чонкурчакская [6] или сулутерекская [7] свиты. Принимая во внимание, что стратотип сулутерекской свиты и сопоставляемые с ним разрезы Иссыккульской впадины охарактеризованы фауной и легко доступны, последнее название представляется нам предпочтительней. В пределах Тоюнской впадины, расположенной уже на территории Китая, а также в Ферганской впадине (рис. 1, участок "Ташкумыр"), покровы и силлы базальтов залегают среди морских отложений мел-палеогена [8, 9].

В пределах всего региона базальтоиды отличаются устойчивым однородным составом. В основном это оливиновые и плагиоклазовые базальты, характеризующиеся сходными структурными и текстурными признаками. Субвулканические образования представлены комплексом щелочных габброидов [5,9-11]. В базальтах (р. Байламтал, Кастекский нект, силлы Тоюна), а также в лимбургитах Учкудука установлены ксенолиты ультраосновных пород [9,10,12]. По нормативному составу базальтоиды ЦТШ разбиваются на две группы. В первую из них входят щелочные базальты и гавайиты Кастекского некта и вулканических покровов. В их нормативном составе присутствуют оливин, гиперстен, появляется нормативный нефелин. Многочисленные дайки и штоки, развитые среди палеозойских отложений, содержат больше 5 % нормативного нефелина и относятся к группе нефелинитов [1,10]. По соотношению

основных петрогенных окислов, минералогическому составу, особенностям структуры все описанные вулканы ЦТШ достаточно однообразны и неотличимы от формации щелочных оливиновых базальтов, типичных для областей континентальных рифтов, а распределение на спайдер-диаграммах некогерентных элементов, нормированных к хондриту, выявляет сходство с базальтами, формирование которых связано с развитием мантийных плюмов [9,10].

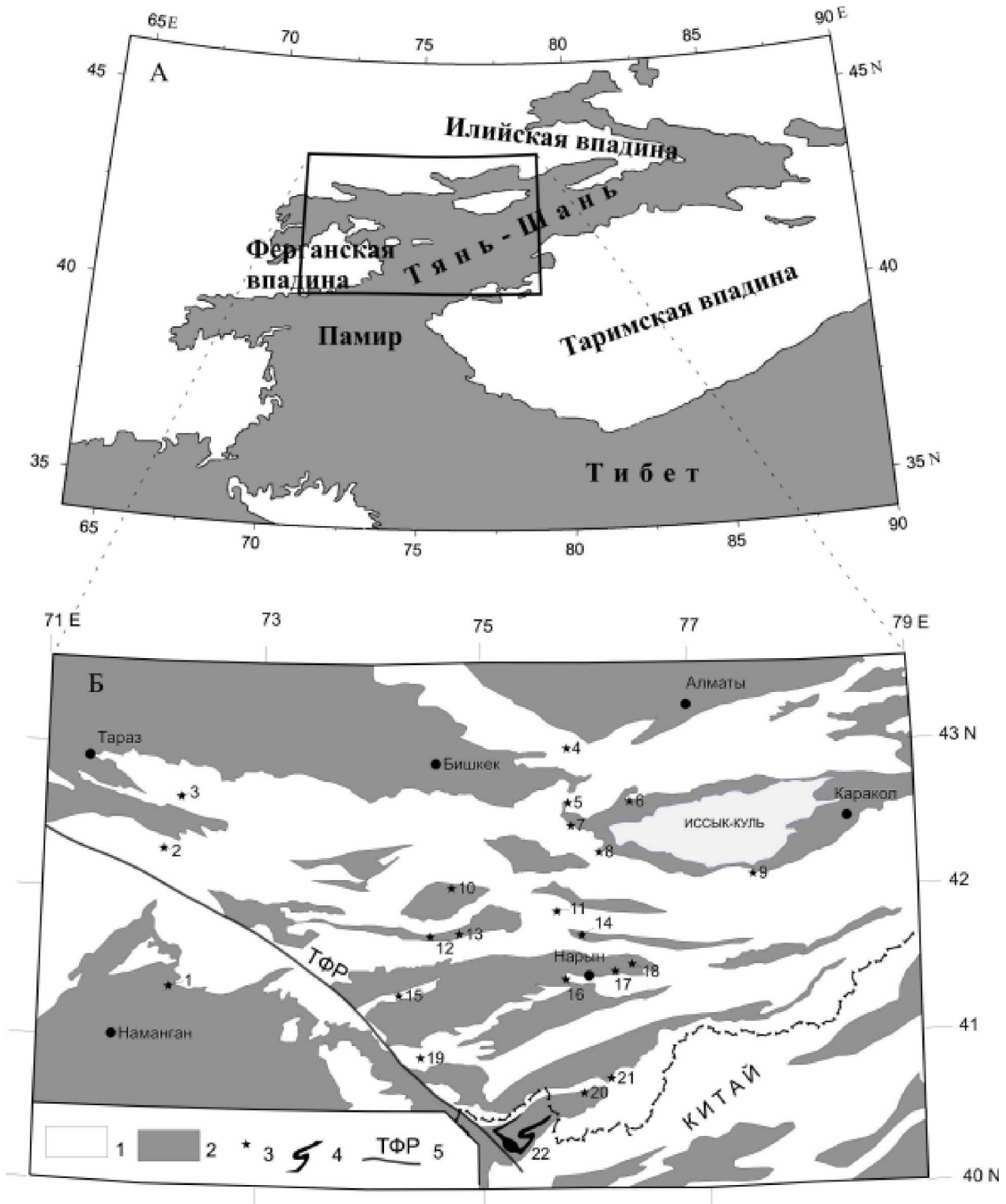


Рис. 1. Обзорная схема (а) и схема местоположения мезо-кайнозойских базальтов ЦТШ (б): 1 - палеозой; 2 - мезо-кайнозой; 3 - проявление мезо-кайнозойских базальтов: Ташкумыр (1), Талас (2), Кенкол (3), Кастек (4), Сулутерек (5), Торайгыр (6), Байламтал (7), Учкудук (8), Тоссор (9), Ортокуганды (10), Тюлек (11), Минкуш (12), Каракиче (13), Байдулы (14), Западное окончание Нанынской впадины (15), Джанбулак (16), Башнура (17), Малый Нарын (18), Джамандаван (19) Терек (20), Текелик (21); 4 - базальтовые покровы Тоюна (22), 5 - Таласо-Ферганский разлом. Затемненным контуром на обзорной схеме выделены высоты более 1800 м.

В ходе обработки образцов в минералах из базальтов участка "Текелик" были выявлены и исследованы расплавные включения, что позволило установить параметры мезо-кайнозойских базальтовых магматических систем [13]. Эксперименты при высоких температурах проводились на основе опубликованных методик по гомогенизации расплавных включений [14,15]. Стекла закаленных гомогенизированных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, опубликованной ранее [16]. Наиболее представительную информацию по расплавным включениям удалось получить в случае образца ТК-2. Расплавные включения удалось найти и провести с ними серию экспериментов в микротермокамере только для плагиоклазов из рассмотренных образцов. В результате исследования стекол закаленных гомогенизированных расплавных включений было сделано более 35 анализов их составов. Первичные расплавные включения (размерами 3-30-80 мкм) формируют прямолинейные зоны роста вдоль граней плагиоклазового вкрапленника, а также равномерно располагаются в центре кристаллов. Формы включений: в основном прямоугольные или округло-прямоугольные таблички. Включения многофазовые: основная масса микрозернистая, темная, по краям включений видна светлая кайма стекла.

В ходе экспериментов в микротермокамере было установлено, что содержимое включений становится гомогенным в интервале 1175 -1215°C. Расчеты ликвидусных температур по программе PETROLOG [17] на основе данных по составам расплавных включений показали, что большинство значений расчетных температур выше температур гомогенизации, что может свидетельствовать о повышенном содержании воды в расплаве, соответствующем примерно 1 мас. %, хотя данные ионного зонда говорят в целом о невысоких значениях H_2O (0,2-0,06 мас. %) в стеклах расплавных включений. В то же время, вполне вероятно утечка летучих компонентов при нагреве включений, поэтому трудно судить по этим анализам о содержании воды в расплавах.

По сумме щелочей (от 4 до 8 мас. %) составы включений совпадают с данными по изученным базальтовым породам и принадлежат к субщелочным и щелочным сериям. Основная группа включений содержит 1,8-3 мас.% TiO_2 и в этом соответствует базальтам, в минералах из которых исследовались включения. В то же время есть включения с более высоким содержанием титана (до 3,44 мас. %). При таких значениях титана практически все включения попадают в поля OIB. Включения более натровые по сравнению с базальтами ($K/Na = 0,26-0,6$). В общем, по петрохимическим характеристикам (в том числе и по SiO_2 - 45-50 мас.%, Al_2O_3 - в основном 15-20 мас.%) расплавные включения совпадают с базальтами, что свидетельствует с одной стороны о кристаллизации плагиоклаза при невысоких давлениях, а с другой о достоверности полученных данных. Исследования расплавных включений с помощью ионного зонда позволили получить информацию о содержании редких (РЭ), редкоземельных (РЗЭ) элементов и воды в мезо-кайнозойских магмах Тянь-Шаня. По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Y, Nb), расплавные включения указывают явно на плюмовый источник рассматриваемых магматических систем и располагаются в поле OIB (базальтов океанических островов типа Гавайских). По характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 2) расплавные включения в плагиоклазах мезо-кайнозойских базальтов Центрального Тянь-Шаня идентичны данным по породам переходной серии между толеитами и щелочными базальтами Гавайских островов.

По покровам и силлам Тоюна получена серия Ar/Ar датировок с диапазоном 113-46 млн. лет, которые позволили авторам прийти к заключению, что мантийный плюм претерпел несколько фаз активизации [9]. В пределах Кыргызского Тянь-Шаня имеются многочисленные K/Ar датировки базальтов, которые колеблются в пределах 55-45 млн. лет [10,19], что согласуется с эоценовым возрастом окаменелостей найденных во вмещающих отложениях сулутерекской свиты [4,18].

Хотя со времен С.С. Шульца не снимается вопрос о меловом возрасте нижней части сулутерекской свиты и установлено присутствие верхнемелового споро-пыльцевого комплекса в ее нижних слоях [5,7], имеющиеся меловые датировки базальтов и щелочных габбро объяснялись завышенными значениями избыточного аргона вследствие вторичных изменений пород [10]. Для решения этого вопроса мы провели Ar/Ar датирование базальтов, по которым были известны меловые возраста по K/Ar методу - участок "Текелик" в Аксайской впадине, Сулутерекский разрез в Боомском ущелье а также в разрезе хребта Байдулы, где находится стратотип "упраздненной нами" коктурпакской свиты [5].

В долине р. Текелик, рассекающей южный борт Аксайской впадины, известен разрез сулутерекской свиты, состоящий из пяти потоков базальтов, общей мощностью до 80 м [11]. Нижний 6-метровый поток залегает на палеозойском основании и заполняет углубления в рельефе. Он сложен черными кварцсодержащими базальтами. Вышележащие потоки представлены оливиновыми базальтами, мощностью 6 -10 м. Они разделяются между собой ярко-красными глинами коры выветривания с реликтами миндалекаменной текстуры. Мощность кор выветривания не превышает 0,5 -1 м, и лишь под верхним потоком базальтов развит горизонт красных глин и полимиктовых брекчий мощностью до 30 м. Из этого разреза имеется несколько K/Ar датировок, наиболее древняя из которых составляет 74 млн.лет [19].

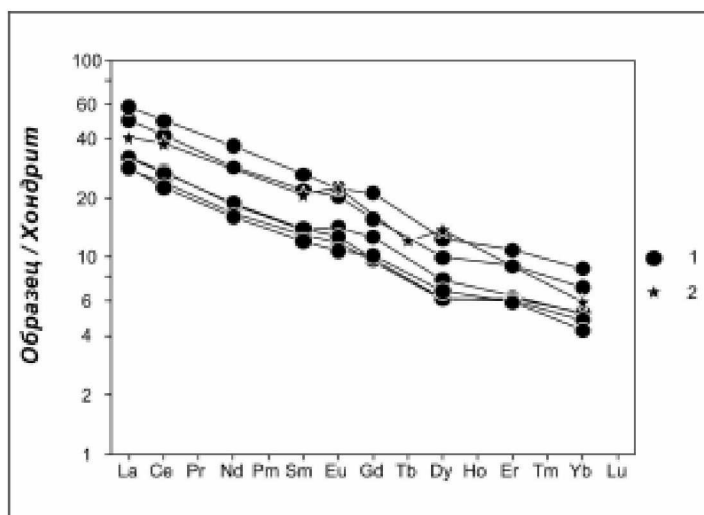


Рис. 2. Характер распределения редкоземельных элементов в расплавных включениях. 1 - расплавные включения в плагиоклазах мезо-кайнозойских базальтов Центрального Тянь-Шаня; 2 - базальты переходной серии Гавайских островов.

Несмотря на то, что мы провели опробование по всему разрезу, пригодными к аналитическим исследованиям оказались пробы с 1, 2 и 4 потока, которые дали сопоставимые результаты в интервале 71-76 млн. лет (см. рис. 3 и таблицу).

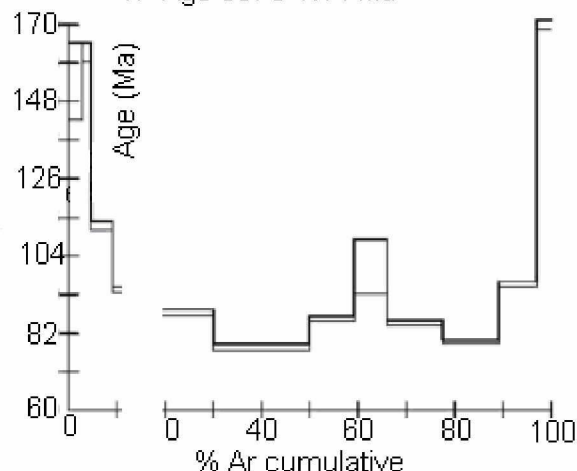
В пределах хр. Байдулы сулутерекская свита представлена терригенно-карбонатной и лавовой фациями. Лавы оливиновых базальтов слагают здесь покров шириной до 3 км, прослеживающийся вдоль южного склона хребта на протяжении 19 км к западу от урочища Коктурпак. С севера покров базальтов ограничен Южно-Сонкульским разломом ("Линией Николаева"), а с востока, юга и запада базальты облекаются терригенно-карбонатными отложениями, которые при мощности до 68 м содержат споро-пыльцевые комплексы верхнего мела-зоцена [5]. Из лавового покрова хр. Байдулы известно две K/Ar датировки составляющие 53 и 46 млн. лет [19]. Можно только предположить, что они характеризуют верхние части лавового покрова, поскольку по нашим данным возраст базальтов из нижней части покрова составляет 61 млн. лет (см. рис. 3 и таблицу, проба 465). Отобрана эта проба в основании базальтового потока по р. Чонкурсуу. Осадочные породы здесь полностью вытеснены из разреза, и на выветрелых гранитоидах среднего карбона залегают массивные и миндалекаменные лавы оливиновых базальтов.

Разрез свиты состоит здесь из двух лавовых потоков мощностью 35 и 25 м, разделенных 0,5-1-метровым слоем мергелей и доломитистых известняков со значительной примесью вулканомиктового материала.

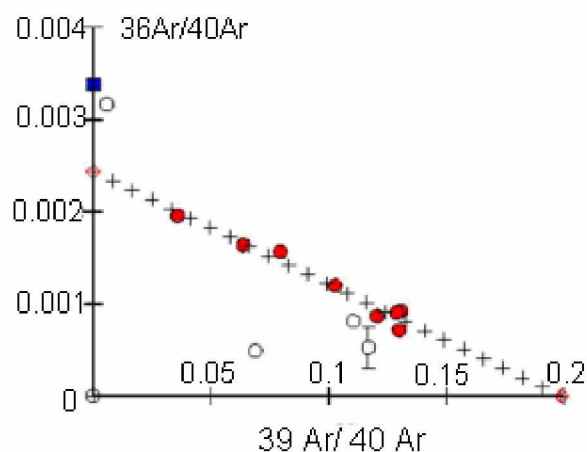
Третий из изученных участков развития мезо-кайнозойских базальтов находится в левом борту Боомского ущелья, вблизи устья р. Сулутерек. Вместе с перекрывающими красноцветными и палевыми отложениями олигоцена-плиоцена сулутерекская свита слагает асимметричную, запрокинутую к югу синклиналь шириной около 0,7-1 км. С юга и севера эта складка осложнена взбросами со встречной вергентностью, и только на восточном замыкании синклинали наблюдается несогласное налегание сулутерекской свиты на отложения позднего девона. Нижний горизонт свиты сложен красноцветными неотсортированными полимиктовыми песчаниками и загипсованными глинами с линзами и прослоями мергелей и хемогенных известняков (7-30 м). Выше залегают два потока миндалекаменных оливиновых базальтов мощностью 20 и 10 м, расслоенных пачкой красных глин, мощностью от 4 до 10 м. Перекрываются базальты карбонатными брекчиями 30-метровой мощности. На этом же стратиграфическом уровне отмечаются прослои базальтовых туфов [7,11]. Верхняя часть описываемой свиты, мощностью до 50-70 м, сложена буро-красными песчаниками и загипсованными глинами.

TK 1

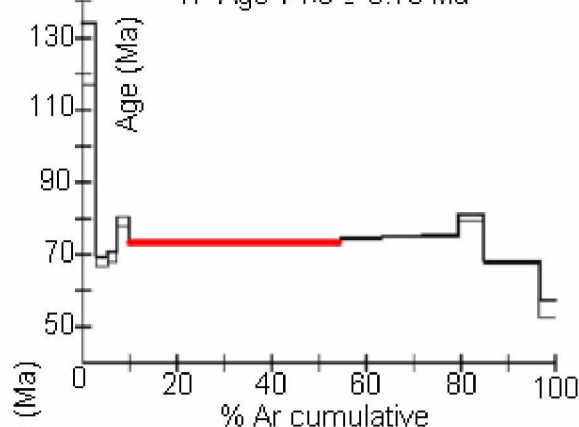
Whole rock (Age Spectrum 1s)
TF Age $93. \pm 1.14$ Ma



Isochron Age: 70.98 ± 2.88 Ma
 $40 \text{ Ar}/36 \text{ Ar} : 410.47 \pm 16.2$ MSWD: 7.36

**TK 3**

Whole rock. Plateau Age (1s): 73.28 ± 0.86 Ma
TF Age 74.3 ± 0.79 Ma



Isochron Age: 74 ± 1.25 Ma
 $40 \text{ Ar}/36 \text{ Ar} : 301.32 \pm 8.6$ MSWD: 8.66

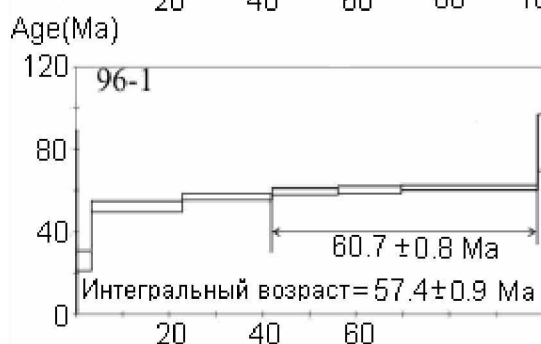
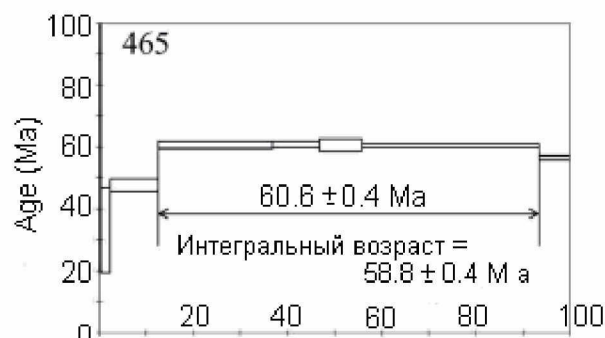
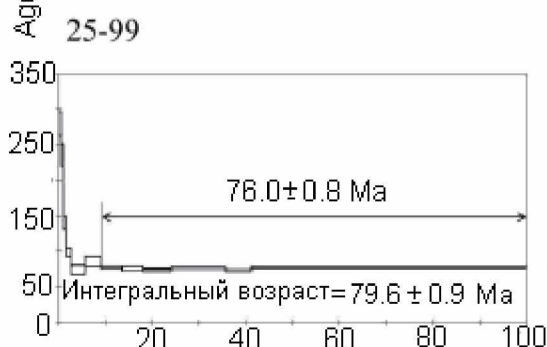
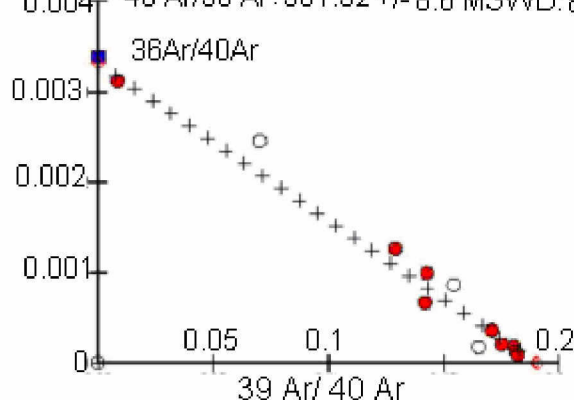


Рис.3. Спектры накопления ^{39}Ar и изохронный возраст для базальтоидов ЦТШ. Пробы ТК1 и ТК3 анализировались в Университете Монтпеллиер (University Montpellier), Франция; пробы 25-99, 465, 96-1, 96-2 - в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Изотопные датировки мел-палеогеновых базальтов Центрального Тянь-Шаня

Участок и его номер на схеме	Образец (автор. №)	Порода	Возраст (млн. лет)	Вид анализа	Источник
Кенкол (3)	33/1	базальт	31-48	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
Кастек (4)	TS90-1	мегакрист амфибола	46,5	К-Аг	Грачев, 1999
Сулутерек (5)	96-1	оливиновый базальт	60,7 ± 0,8	Аг/Аг	Настоящие исследования
	96-2	оливиновый базальт	60,5 ± 0,7	Аг/Аг	Настоящие исследования
Торайгыр (6)	-	оливиновый базальт	55	К-Аг	Крылов, 1960 **
	-	оливиновый базальт	56 ± 3	К-Аг	Габуния и др., 1975**
	KTS-1	базальт	53 ± 1	Аг/Аг	Sobel E.R., Arnaud, 2000
Учкудук (8)	551/3	лимбургит	39 ± 8	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	551/2	лимбургит	46 ± 2	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	551/6	лимбургит	51 ± 12	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	TS90-5	лимбургит	57,9	К-Аг	Грачев, 1999
	TS90-5	лимбургит	63,6	К-Аг	Грачев, 1999
Тюлек (11)	5138	базальт	50 ± 6	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977***
	588/1	оливиновый базальт	59 ± 2	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
Байдулы (14)	562a	оливиновый базальт	46 ± 10	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	566/3	оливиновый базальт	53 ± 2	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	465	оливиновый базальт	60,6 ± 0,4	Аг/Аг	Настоящие исследования
Запад Нарынской впадины (15)	573/1	авгитит	99 ± 5	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	575/1	лимбургит	100 ± 11	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
Башнура (17)	KTS-2	базальт	55 ± 1	Аг/Аг	Sobel E.R., Arnaud, 2000
Терек (20)	584/2	лимбургит	61 ± 2	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
Текелик (21)	586/13	оливиновый базальт	59 ± 2	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	586/2	оливиновый базальт	74 ± 3	К-Аг	Добрецов, Загрузина, 1977*
	TK3	оливиновый базальт	74 ± 1	Аг/Аг	Настоящие исследования
	TK1	оливиновый базальт	71 ± 3	Аг/Аг	Настоящие исследования
	25-99	базальт	76 ± 2	Аг/Аг	Настоящие исследования
Тоюн (22)	91T124	силл лампрофира	46 ± 1	Аг/Аг	Sobel E.R., Arnaud, 2000
	tuar1005	оливиновый базальт	58,3 ± 0,9	Аг/Аг	Huang et al, 2005
	tuar0106	оливиновый базальт	61,1 ± 1	Аг/Аг	Huang et al, 2005
	91T123	силл диабаза	59 ± 1	Аг/Аг	Sobel E.R., Arnaud, 2000
	-	оливиновый базальт	61,7 ± 3,1	К-Аг	Li et al., 1995****
	91T115	силл габбро	67 ± 1	Аг/Аг	Sobel E.R., Arnaud, 2000
	99WT8	базальт	104 ± 1	Аг/Аг	N. Arnaud; персон. сообщение
	-	оливиновый базальт	112,7 ± 2,3	К-Аг	Li et al., 1995****
	91T111	оливиновый базальт	113,3 ± 2	Аг/Аг	Sobel E.R., Arnaud, 2000

Примечания к таблице:

*Цитируется по (Sobel E.R., Arnaud, 2000), приведенные значения возраста на 4 % меньше от первоначально опубликованных (Добрецов, Загрузина, 1977) в результате пересчета по уточненным константам. **

Цитируется по Грачев, 1999. *** Проба 5138 отобрана Т.А. Додоновой с участка «Тюлек», но (Добрецов, Загрузина, 1977) ошибочно отнесена к участку «Текелик». **** Цитируется по (Huang et al, 2005)

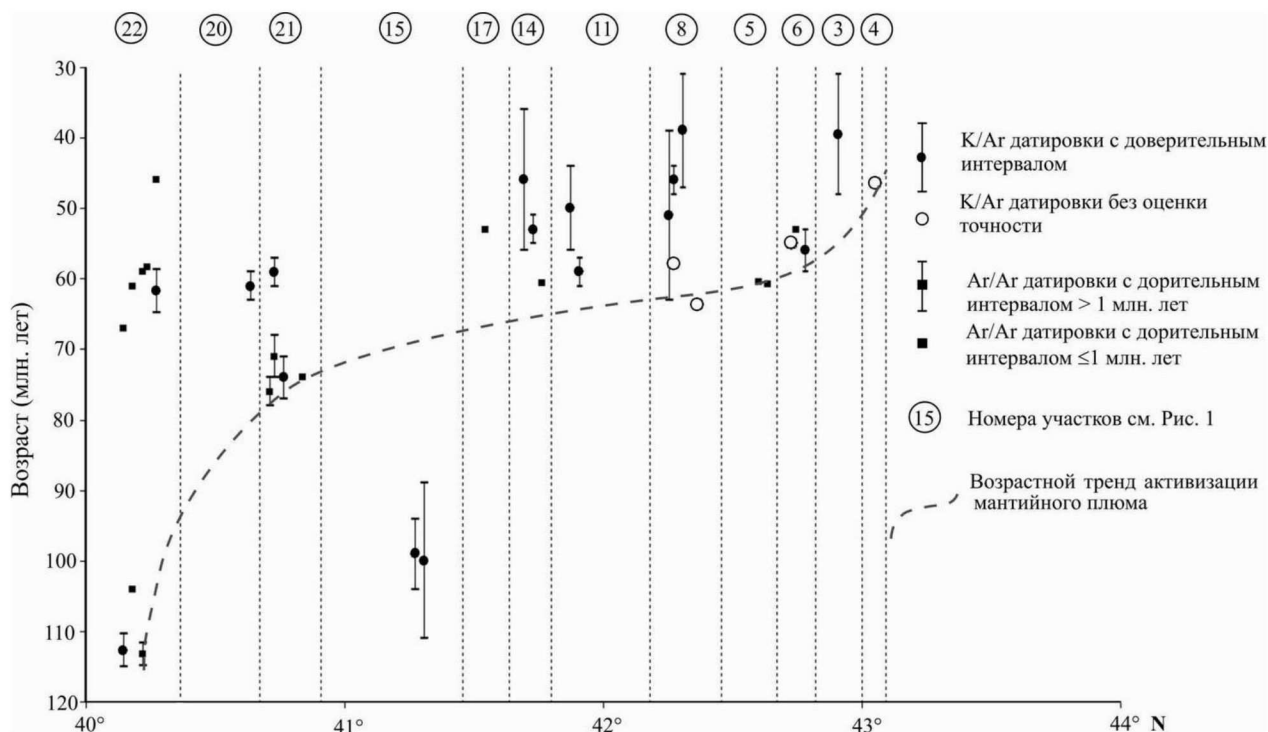


Рис.4. Диаграмма распределения изотопных датировок базальтоидов Центрального Тянь-Шаня, спроецированных на меридиан 76°.

Нижний (подбазальтовый) горизонт описанного разреза характеризуется позднемеловым споро-пыльцевым комплексом [7], а в южной части Боомского ущелья (урочище Кок-Мойнок), вблизи выходов красцветных кайнозойских отложений, известна залежь переотложенных остатков позднемеловых динозавров [20]. Эти данные, казалось бы, не противоречат датировке в 84 ± 7 млн. лет, полученных для базальтов Сулутерекского разреза [19], но интенсивное проявление катаклаза в базальтах Сулутерека не исключает возможности их удревнения вследствие вторичных изменений пород, как это предполагал А.Ф. Грачев [10]. Поэтому при проведении полевых работ особое внимание уделялось отбору неизмененных образцов и возрастной характеристике обоих потоков. Полученные результаты дают согласованные цифры в 61 млн. лет (см. таблицу), что дает основание исключить из дальнейшего анализа более древние датировки в 84 ± 7 млн. лет.

Результаты наших исследований, а также материалы предшественников сведены в таблице и рис. 4, из которых можно сделать заключение, что не только для Тоюнского разреза, но и в пределах всего Центрального Тянь-Шаня мантийный плюм проявился уже в меловое время и имел несколько фаз активизации. Суммируя вновь полученные и опубликованные данные [9,10,19,21], мы приходим к выводу, что во времени фронт магматизма мигрирует к северу: в Тоюне базальтоидный магматизм появился 113 млн. лет тому назад, на участке Текелик - 76 млн. лет, Байдулы - Сулутерек - 61 млн. лет, Каракастек - Кенкол - 46-48 млн. лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 6.16 и проекта Швейцарского научного фонда No IB7320-110694.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кнауф В.И., Миколайчук А.В., Христов Е.В. Структурная позиция мезо-кайнозойского вулканизма Центрального Тянь-Шаня// Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980. С. 3-18.
2. Винник Л.П. Сейсмические свойства мантийных плюмов// ВЕСТНИК ОГГГН РАН - Электронный научно-информационный журнал. 1998. № 3(5). <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/3-98/main.html>
3. Рёкер С. Земная кора и верхняя мантия Киргизского Тянь-Шаня по результатам предварительного анализа GHENGIS широкополосных сейсмических данных // Геология и геофизика. 2001. Т.42. № 10. С. 1554 -1565.
4. Турбин Л.И., Н.В. Александрова, Конюхов А.Г. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии// Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР./ Ред. К.Д.Помазков. М.: Недра, 1972. Кн.1. С. 256-267.
5. Фортуна А.Б., Керимбеков Ч.К., Кузиков С.И., Миколайчук А.В. Литостратиграфия и палинологические данные кайнозойских отложений Тессык-Сарыбулакской впадины// Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. Бишкек: Илим.1994. С. 26-40.
6. Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины/ ред. К.Е. Калмурзаев. Фрунзе: Илим. 1978. 151 с.
7. Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.Б. К стратиграфии палеоген-неогеновых отложений северо-западной части Киргизского хребта // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим. 1973. С. 53-64.
8. Верзилин Н.И. Меловой базальт Ферганы и его палеогеографическое значение//Докл. АН СССР. 1976.Т.226. № 2. С. 409-412.
9. Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume.// Lithos. 2000. V. 50. P.191-215.
10. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня// Физика земли.1999. № 10. С. 26-51.
11. Додонова Т.А. Вулканогенные формации и вулканогенно-плутонические ассоциации позднеорогенных и платформенных стадий развития // Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. 1972. Кн.2. С.44-54.
12. Добрецов Г.Л., Кепежинскас В.В., Кнауф В.В. Ультраосновные включения в лимбургитах Северного Тянь-Шаня и проблема пироксенитов в верхней мантии // Геология и геофизика. 1979. N 3. С. 65-77.
13. Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Kovyazin S.V., Travin A.V., Buslov M.M., Sobel E.R. Mesozoic-cenozoic plume magmatism of the Central Tian Shan: the age and physico-chemical characteristics // Geodynamics and Environmental Problems of High-Mountain Regions in XXI Century. Third International Symposium. International research Center - Geodynamic proving ground in Bishkek research station RAS. Bishkek. 2005. P. 86-100.
14. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 1993. 247 с.
15. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183-1211.
16. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228-239.
17. Danyushevsky L. V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110. No 3-4. P. 265-280.
18. Жуков Ю.В. О находке остатков млекопитающих в коктурпакской свите хребта Кунгей Ала-Тау // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1970. С. 69-71
19. Добрецов Г.Л., Загрузина И.А. Об особенностях проявления молодого базальтоидного магматизма в восточной части Тянь-Шаня //Докл. АН СССР. 1977.Т.235. N 3. С. 648-651.
- 20.Ефремов И.А., Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. Изв.АН СССР. Серия геол. 1944. № 3. С. 40-57.
21. Huang B., Piper J. D.A, Wang Y., He H., Zhu R. Paleomagnetic and geochronological constraints on the post-collisional northward convergence of the southwest Tian Shan, NW China // Tectonophysics.2005. V. 409. P. 107-124.