

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

*На правах рукописи*

**Конопелько Дмитрий Леонидович**

**ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Научная специальность: 25.00.01 общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-  
минералогических наук

Научный консультант:  
доктор г.-м. наук, профессор  
Бискэ Георгий Сергеевич

**Санкт-Петербург**

**2020**

## Оглавление

<b>Общая характеристика работы .....</b>	<b>5</b>
<b>Глава 1. Состояние проблемы.....</b>	<b>13</b>
1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня и характеристика палеозойского гранитоидного магматизма .....	13
1.1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня.....	13
1.1.2. Характеристика палеозойского гранитоидного магматизма западного Тянь-Шаня и особенности раннепермских постколлизийных комплексов .....	19
1.2. Современные представления о постколлизийной стадии развития складчатых поясов и происхождении постколлизийных гранитоидов .....	23
1.3. Принципы интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным.....	33
<b>Глава 2. Постколлизийные интрузии Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня.....</b>	<b>38</b>
2.1. Геологическое строение и главные типы постколлизийных гранитоидов Кокшаала.....	38
2.2. Субщелочные гранитоиды центральной части Кокшаальского сегмента.....	42
2.2.1. Геохимия.....	47
2.2.2. Изотопный состав Nd в породах.....	52
2.2.3. Результаты U-Pb датирования цирконов .....	54
2.2.4. Петрогенезис гранитов.....	56
2.3. Малые интрузии дифференцированных лейкогранитов восточной части Кокшаала и известково-щелочные массивы в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома .....	60
2.3.1. Результаты U-Pb датирования цирконов.....	66
2.3.2. Геохимия.....	68
2.3.4. Петрогенезис гранитов.....	73
2.4. Обобщение результатов и геодинамическая модель формирования постколлизийных интрузий Кокшаала.....	75
<b>Глава 3. Постколлизийные интрузии Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня .</b>	<b>82</b>
3.1. Геологическое строение Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня.....	82
3.1.1. Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс.....	85
3.1.2. Зерашано-Алайский блок .....	91
3.1.3. Син- и постколлизийные деформации.....	93
3.2. Постколлизийные интрузии: характеристика и опробование.....	94
3.2.1. Геохимия.....	104
3.2.2. Результаты U-Pb датирования и изотопный состав Hf в цирконах .....	107
3.2.3. Изотопный состав Sr, Nd и Pb в породах .....	112
3.3. Петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования раннепермских постколлизийных интрузий Алайского сегмента .....	114

3.4. Основные выводы .....	119
<b>Глава 4. Палеозойский гранитоидный магматизм Южного и Срединного Тянь-Шаня на территории Узбекистана .....</b>	<b>121</b>
4.1. Особенности геологического строения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана и выбор объектов исследования .....	121
4.2. Геологическое описание изученных террейнов и отбор проб .....	123
4.2.1. Султан-Увайс .....	123
4.2.2. Кызылкумо-нуратинский сегмент Южного Тянь-Шаня.....	126
4.2.3. Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня .....	133
4.2.4. Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня .....	135
4.2.5. Сравнительная характеристика палеозойских разрезов и магматизма изученных террейнов .....	138
4.3. Методы и результаты исследования гранитоидов Узбекистана .....	140
4.3.1. Петрография.....	140
4.3.2. Геохимия.....	140
4.3.3. U-Pb датирование по цирконам .....	149
4.3.4. Изотопная геохимия Nd-Sr-Pb в горных породах и Hf в цирконах .....	150
4.4. Обобщение результатов изотопно-геохимических исследований.....	157
4.5. Интерпретация результатов исследования палеозойских гранитоидов Узбекистана.....	161
4.5.1. Султан-Увайс .....	161
4.5.2. Кызылкумо-нуратинский сегмент .....	163
4.5.3. Гиссарский сегмент.....	165
4.5.4. Чаткало-Кураминский блок .....	165
4.6. Геохимия, петрогенезис и металлогения постколлизийных интрузий Кызылкумо-нуратинского сегмента на примере золотоносного массива Кошрабад.....	167
4.6.1. Геологическое строение хр. Северный Нуратау .....	168
4.6.2. Геологическое строение Кошрабадского массива .....	170
4.6.3. Геохимические характеристики .....	173
4.6.4. Петрогенезис.....	179
4.6.5. Происхождение золотого оруденения.....	180
4.6.6. Обобщение результатов по Кошрабадскому массиву.....	183
4.6.7. Геодинамические обстановки формирования постколлизийных интрузий Кызылкумо-нуратинского сегмента .....	184
4.7. Основные выводы: геодинамическая модель палеозойской эволюции западного Тянь-Шаня и обстановки формирования гранитоидных серий .....	186
<b>5. Основные выводы и защищаемые положения .....</b>	<b>192</b>

<b>Список литературы .....</b>	<b>201</b>
<b>Приложения .....</b>	<b>237</b>
Приложение А. Фотографии.....	237
Приложение Б. Химические анализы гранитоидов Тянь-шаня.....	242
Приложение В. Изотопно–геохронологические исследования.....	265



## **Общая характеристика работы**

### **Актуальность исследования**

Изучение эволюции гранитоидного магматизма складчатых поясов является одной из наиболее актуальных фундаментальных проблем в науках о Земле. Состав и геохимические особенности гранитоидов являются надежными индикаторами геодинамических обстановок их формирования и важным источником информации о коровых источниках гранитоидных магм. Палеозойские образования западного Тянь-Шаня, входящие в состав гигантского Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризуются широким развитием гранитоидных магматических серий, занимающих от 30 до 80 процентов территории на современном эрозионном срезе. Именно с интрузиями позднепалеозойских гранитоидов связан целый ряд уникальных рудных месторождений, открытие которых превратило Тянь-Шань в крупнейшую золоторудную провинцию Евразии. Применение новых прецизионных геохимических методов изучения магматических пород позволило расшифровать петрогенезис и геодинамические обстановки формирования отдельных гранитоидных комплексов, а также реконструировать эволюцию магматизма и охарактеризовать строение коры в масштабе крупных террейнов западного Тянь-Шаня и более полно оценить их металлогенический потенциал. Новые данные о продолжительности и геохимических особенностях различных эпизодов магматизма были использованы для построения моделей, объясняющих региональные вариации состава гранитоидных серий главных террейнов западного Тянь-Шаня.

### **Цели, объекты и задачи исследований**

Целью работы являлось выявление закономерностей эволюции гранитоидного магматизма на конвергентных границах плит при переходе от обстановки субдукции к обстановке континентальной коллизии на примере герцинского складчатого сооружения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, Таджикистана и Кыргызстана.

Главными объектами исследования являлись герцинские постколлизийные гранитоиды, сформировавшиеся на бывшей южной пассивной окраине Туркестанского океана в пределах Кызылкумского, Гиссарского, Алайского и Кокшаальского сегментов Южного Тянь-Шаня. Надсубдукционные гранитоиды и переход от субдукционного к

постколлизийному магматизму изучены на северной активной окраине Туркестанского океана в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и в горах Султан-Увайса. Для исследований выбирались магматические комплексы, позволяющие охарактеризовать все разнообразие геохимических типов гранитоидных серий Тянь-Шаня. Особое внимание уделялось массивам, с которыми связаны наиболее крупные и хорошо изученные рудные месторождения региона, а также интрузиям, которые являются индикаторами тектонических обстановок: например, массивам, прорывающим сутурные швы и внедренным в региональные зоны сдвига.

Для достижения общей цели были решены следующие задачи: (1) Выбор объектов и их всестороннее геологическое и петрографическое изучение; (2) Определение возрастов кристаллизации магматических пород с применением прецизионных методов локального датирования U-Pb методом по цирконам; (3) Определение химического и изотопного (Nd-Sr-Pb-Hf) состава пород с применением современных методов анализа; (4) Типизация и сериальная геохимическая классификация гранитоидных комплексов в региональном масштабе с реконструкцией геодинамических обстановок их формирования и расшифровка генезиса ключевых ассоциаций магматических пород и связанного с ними оруденения; (5) Определение возраста и характера источников гранитоидных серий, характеризующих строение континентальной коры главных террейнов западного Тянь-Шаня; (6) Обобщение полученных данных с целью уточнения истории геологического развития западного Тянь-Шаня в палеозое и создание моделей, объясняющих вариации состава гранитоидов в разных террейнах.

### **Фактический материал**

В основу работы положены геологические наблюдения и полевые материалы автора, полученные во время экспедиционных работ и геологических экскурсий в различных районах Тянь-Шаня с 1990 по 2017 гг. Изучению магматизма Тянь-Шаня предшествовали и сопутствовали многолетние исследования автора, посвященные постколлизийным комплексам Балтийского щита и других регионов. Результаты этих исследований не вошли в диссертацию, но дали необходимый опыт для понимания условий образования постколлизийных гранитоидов. При проведении полевых работ в Тянь-Шане составлялись детальные и крупномасштабные геологические карты и

производился отбор образцов для дальнейших петрографических, геохимических и изотопно–геохронологических исследований. Собственная каменная коллекция горных пород составила около 900 проб магматических пород из различных районов Тянь-Шаня. В работе также использован каменный материал из коллекций геологических служб Кыргызстана, Узбекистана и Музея естественной истории (Лондон, Великобритания).

### **Методы исследования**

При изучении гранитоидных серий Тянь-Шаня предпочтение отдавалось современным прецизионным методам анализа, подробное описание которых дано в соответствующих разделах работы. Все рядовые пробы гранитоидов (около 400) были проанализированы на петрогенные и редкие элементы в ведущих европейских лабораториях. Определение возраста выполнено для наиболее важных разновидностей пород (около 80) с помощью датирования *in situ* U-Pb методом по цирконам. Большая часть проб была датирована с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге. Изотопный состав Hf в цирконах из 40 проб гранитоидов был определен в Университете Маккуори (Macquarie University) в Австралии. Изотопный состав Hf определялся в зернах цирконов ранее датированных с помощью SHRIMP во ВСЕГЕИ, при этом лазерный пучок по возможности фокусировался на участках зерен ранее проанализированных с помощью SHRIMP. В валовых пробах горных пород, выбранных для геохронологических исследований, были также проанализированы изотопные составы Sr, Nd и Pb (около 70 проб). Изотопные анализы выполнялись в ведущих лабораториях Европы и северной Америки, и их более подробное описание дается в соответствующих разделах работы. Кроме этого, для решения конкретных задач использовались специальные методы, включая идентификацию минералов с помощью электронного микроскопа, микрозондовый анализ, Ar-Ar датирование и другие специальные методы, применяемые в метаморфической петрологии, структурной геологии и других областях. Описание этих методов также дано в соответствующих разделах работы и/или публикациях автора.

### **Научная новизна**

Палеозойские магматические серии западного Тянь-Шаня впервые изучены с применением всего арсенала современных методов, включая локальное датирование цирконов и определение изотопных составов Nd-Sr-Pb-Hf. Геохимическая типизация палеозойских гранитоидов на геодинамической основе позволила выделить надсубдукционные и постколлизионные серии и охарактеризовать их распространенность в различных террейнах Тянь-Шаня. По данным прецизионного датирования цирконов впервые с высокой точностью определены временные границы эпизодов девон-карбонового надсубдукционного и раннепермского постколлизионного магматизма. Анализ новых геохимических данных позволил объяснить главные тренды эволюции состава гранитоидов в региональном масштабе и расшифровать петрогенезис наиболее характерных магматических комплексов. Установлено, что ключевым фактором, определяющим эволюционные тренды главных серий палеозойских гранитоидов, являлись составы и особенности эволюции расплавов, возникающих в разных геодинамических обстановках. Результаты изотопно-геохимических исследований и изотопного картирования гранитоидов впервые позволили охарактеризовать строение континентальной коры отдельных частей западного Тянь-Шаня и провести их сравнительный анализ. Показано, что большинство гранитоидов имеют коровые изотопные составы, а их модельные возрасты указывают на происхождение из мезо-неопротерозойской континентальной коры. Полученные результаты позволили уточнить палеозойскую историю геологического развития западного Тянь-Шаня, а также предложить модели, объясняющие происхождение постколлизионных гранитоидов в различных террейнах.

### **Практическое значение**

Выполненная в ходе работы геохимическая типизация палеозойских гранитоидов на геодинамической основе позволяет коррелировать процессы рудообразования с разновозрастными магматическими комплексами и может использоваться в качестве основы для прогнозно-металлогенической оценки Тянь-Шаня и других герцинских складчатых поясов. Новые данные о возрасте интрузий, вмещающих крупные рудные месторождения, в ряде случаев привели к пересмотру представлений о возрасте рудного

процесса, что позволило по-новому взглянуть на металлогенический потенциал отдельных районов Тянь-Шаня. В ходе работ было открыто неизвестное ранее проявление халькопиритовой минерализации, а его изучение позволило установить связь рудного процесса с комплексом щелочных пород и обосновать его металлогенический потенциал (Konopelko et al., 2014). Новые датировки целого ряда интрузивных и метаморфических комплексов были использованы при составлении новых редакций мелкомасштабных карт среднеазиатских республик. Кроме того, собранные материалы по региональной геологии, редким разновидностям магматических пород и металлогеническим особенностям различных типов гранитоидов, используются автором при чтении нескольких лекционных курсов на геологическом факультете СПбГУ.

### **Защищаемые положения**

1. В западном Тянь-Шане установлено 4 этапа палеозойского гранитоидного магматизма, связанных с эволюцией Туркестанского палеоокеана: 1) плагиограниты офиолитов с возрастом 438 – 506 млн лет; 2) надсубдукционные гранитоиды с возрастными интервалами 414 – 429 и 300 – 320 млн лет; 3) постколлизийные гранитоиды с возрастом 280 – 295 млн лет.

2. Магматические серии активных окраин, распространенные в Чаткало-Кураме, Гиссаре и Султан-Увайсе, представлены надсубдукционными гранитоидами известково-щелочной серии (I-граниты) и постколлизийными шошонитовыми гранитоидами. Характер постколлизийного магматизма пассивных окраин определяется строением фундамента: в Кокшаале, построенном на докембрийском основании, преобладают A-граниты, для Алая и Кызылкумов, где фундамент более гетерогенный, характерна ассоциация гранитоидов I- S- и A-типов.

3. Источником гранитоидов большинства террейнов западного Тянь-Шаня являлась неопротерозойская или более древняя континентальная кора. Гранитоиды, источником которых являлась островодужная кора, установлены в Султан-Увайсе и северных Кызылкумах.

4. Постколлизийные гранитоиды формировались в различных геодинамических обстановках. Образование шошонитовых серий Чаткало-Курамы связано с отрывом слэба. Становление интрузий Нуратинских гор и Кокшаала связано с подъемом

вещества астеносферы в зонах региональных сдвигов. Неоднородное строение фундамента Кызылкумов и Алая способствовало деляминации нижней коры и замещению ее материалом астеносферы.

### **Апробация работы и публикации**

Основные результаты диссертационной работы опубликованы в 26 статьях (из них 23 на английском языке) в российских и международных журналах, индексируемых в базах данных WoS и Scopus, а также в тезисах более 50 докладов. Защищаемые положения и отдельные части диссертационного исследования неоднократно докладывались на отечественных и международных конференциях, наиболее важными из которых являются 7-ой международный симпозиум по гранитам рапакиви (Хельсинки, 1996), 9-ый европейский конгресс наук о Земле (Страсбург 1997), конференции Центра по изучению минеральных ресурсов России и центральной Азии при музее естественной истории (Лондон, 2002, 2011, 2014, 2016), «Палеозойские геодинамические процессы и металлогения китайского Алтая и Тянь-Шаня» (Урумчи, 2003), «Порфировые и эпиптермальные месторождения Чаткало-Кураминского региона» (Ташкент, 2006), Гольдшмидтовские конференции (Канада, 2008 и Франция, 2017), 6-ой и 7-ой Хаттоновские симпозиумы по происхождению гранитов (ЮАР, 2007 и Испания, 2011), 33-ий и 35-ый международные геологические конгрессы (Осло, 2008 и Кейптаун, 2016), Конференция памяти Хаина «Современное состояние наук о Земле» (Москва, 2011), Конференция, посвященная 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной (СПб, 2012), а также рабочие совещания международных проектов IGCP–510, IGCP–592 и IGCP–599 и другие.

### **Объем и структура работы**

Диссертация состоит из введения (общая характеристика работы), 4 глав и заключения и содержит 284 страницы текста, 76 рисунков, список литературы из 372 наименований и приложения, включающие таблицы с результатами петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований и фотографии.

В первой главе рассматриваются современные представления о геологическом строении западного Тянь-Шаня, и описывается характер и пространственное распределение позднепалеозойских гранитоидных комплексов. Поскольку основной

объем гранитоидов западного Тянь-Шаня образовался на постколлизийной стадии развития этого складчатого пояса, обзор современных представлений о происхождении постколлизийных гранитоидов дается в отдельном разделе. В последней части первой главы изложены принципы изотопно-геохимического картирования и интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным, применявшиеся в настоящей работе. Во второй и третьей главах рассматриваются верхнепалеозойские гранитоиды Кокшаальского и Алайского сегментов Южного Тянь-Шаня, соответственно, представленные в основном раннепермскими постколлизийными сериями. В четвертой главе рассматриваются верхнепалеозойские гранитоиды западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, представленные как надсубдукционными, так и постколлизийными сериями, формировавшимися с силура до ранней перми. Основные выводы и защищаемые положения сформулированы в заключительном разделе.

### **Благодарности**

Работа выполнена на кафедре региональной геологии геологического факультета СПбГУ. Автор глубоко признателен профессору кафедры Г.С. Бискэ за годы плодотворной совместной работы в горах Тянь-Шаня, наставничество, критику и неизменное дружелюбие. Особая благодарность заведующему кафедрой региональной геологии профессору А.К. Худолею за поддержку полевых работ, понимание и возможность осуществления длительных командировок. Автор признателен многим своим коллегам по факультету и особенно доценту кафедры петрографии В.В. Иваникову, доценту кафедры полезных ископаемых С.В. Петрову и профессору кафедры минералогии А.Н. Зайцеву. Автор благодарен профессорам О. Эклунду (университет Турку, Финляндия) и Р. Зельтманну (Музей естественной истории, Лондон) за долгие годы плодотворной совместной работы, поддержку и неизменный интерес к исследованиям автора. Очень полезным было сотрудничество с К. Куллерудом (университет Тромсе, Норвегия) и Р. Клемдом (университет Эрланген, Германия), которые проявили интерес к исследованиям автора и приняли участие в совместных проектах по Тянь-Шаню. Не менее важной была поддержка моих коллег из Киргизии, Узбекистана и Таджикистана В.М. Ненахова, А.В. Дженчураевой, А.В. Неевина, Ф.К. Апаярова, Ф.К. Диваева, И.Н. Ганиева, Ю.М. Мамаджанова и А.С. Ниезова, которые в разные годы помогали организовать полевые работы в отдаленных

горных районах Тянь-Шаня. Компании AngloGold Ashanti Limited и Talas Copper Gold предложили участие в интересных проектах, поддержку и разрешение опубликовать научные результаты. Особая благодарность коллективу ЦИИ ВСЕГЕИ, где была выполнена большая часть геохронологических исследований. Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 96-05-66280 и 98-05-65644), NorFa, ИНТАС (№ 05-1000008-7938), Музея естественной истории, Лондон, федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (контракт 14.740.11.0187), грантов СПбГУ и гранта Минобрнауки РФ (проект 14.Y26.31.0018). Спасибо моей семье за заботу, поддержку и любовь.



## **Глава 1. Состояние проблемы**

В этой главе рассматриваются современные представления о геологическом строении западного Тянь-Шаня, и описывается характер и пространственное распределение позднепалеозойских гранитоидных комплексов. Поскольку основной объем гранитоидов западного Тянь-Шаня образовался на постколлизивной стадии развития этого складчатого пояса, во второй части главы дается обзор современных представлений о происхождении постколлизивных гранитоидов. В последней третьей части главы изложены принципы изотопно-геохимического картирования и интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным, применявшиеся в настоящей работе.

### **1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня и характеристика палеозойского гранитоидного магматизма**

Современные горные хребты, образующие Тянь-Шань, возникли в конце олигоцена и, главным образом, в неогене в результате вторичного орогенеза, охватившего обширную область внутренней Азии после закрытия океана Тетис и коллизии Индостана с Евразией. В контурах горного сооружения Тянь-Шаня хорошо обнажены древние палеозойские складчатые пояса, которые являются предметом исследования автора. В этой главе рассматривается геологическое строение палеозойского западного Тянь-Шаня на территории Кыргызстана, Таджикистана и Узбекистана. Геологическое изучение западного Тянь-Шаня ведет историю с конца XIX века, хотя многие месторождения разрабатывались еще в средние века и ранее. В 1950-х – 70-х годах регион целиком закартирован в масштабе 1:200 000 и показан на нескольких обзорных геологических картах масштаба 1:500 000 и мельче (Власов и др., 1989; Шаякубов, 1998; Турсунгазиев и Петров, 2008). При этом рудные узлы и перспективные в поисковом отношении районы закартированы в масштабах 1:50 000 и 1:25 000.

#### **1.1.1. Геологическое строение западного Тянь-Шаня**

Домезозойские образования, обнажающиеся в пределах западного Тянь-Шаня, традиционно делятся на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань (Рис. 1.1.).

Северный и Срединный Тянь-Шань представляют собой части Киргизско-Казахского континента, или Палеоказахстана, окончательная амальгамация которого произошла к концу ордовика (Попов, 1938; Гесь, 2008). В середине палеозоя был в основном сформирован верхний структурный этаж Палеоказахстана, для которого в Срединном Тянь-Шане характерны открыто-морские шельфовые карбонатные фации верхнего девона – нижнего карбона, тогда как в Северном типичны неполные разрезы этого интервала с красноцветными песчаниками (Бискэ, 1996).



Рис. 1.1. Тектоническая схема Тянь-Шаня. Сокращения: СевТШ – Северный Тянь-Шань, СТШ - Срединный Тянь-Шань, ЮТШ - Южный Тянь-Шань, ЛН – линия Николаева, ТФС – Талассо-Ферганский сдвиг, ЮТШС – Южнотяньшаньская сутура.

Формирование Южного Тянь-Шаня произошло в результате закрытия Туркестанского палео-океана и коллизии Палеоказахстана с более южными континентами, которые представлены Каракумо-Таджикским континентом и Таримом.

Закрывание океана и коллизия, произошли в течение среднего-позднего карбона в результате субдукции океанической литосферы к северу с образованием на южной окраине Палеоказахстана надсубдукционной Бельтау-Кураминской магматической дуги (Бискэ, 1996).

Представления о строении **Северного Тянь-Шаня** сформулированы в 30-40-е годы XX века в работах Д.В.Наливкина, В.И.Попова, В.А.Николаева и их коллег. Характерными чертами Северного Тянь-Шаня являются деформированные офиолиты и вулканические толщи нижнего палеозоя с фрагментами допалеозойской континентальной коры и залегающие на них с угловым несогласием терригенные, вулканогенные и карбонатные образования среднего-верхнего палеозоя, сохранившиеся локально и дислоцированные в конце палеозоя. Таким образом, в строении Северного Тянь-Шаня участвует каледонский фундамент Палеоказахстана и его верхнепалеозойский чехол, вовлеченный в герцинские коллизионные деформации. Южная граница Северного Тянь-Шаня обычно проводится по Таласо-Ферганскому сдвигу в западном секторе Тянь-Шаня и по «линии Николаева», или Терскейскому разлому, в центральном секторе. К линии Николаева с севера примыкает Киргиз-Терскейская океаническая сутурная зона, которая характеризуется нижнепалеозойскими офиолитами в сопровождении андезито-базальтовых вулканитов островодужного типа и грауваккового флиша, а также метаморфическими комплексами ультравысокого давления (Бакиров и др., 1961; Бакиров, 1978; Бакиров и Котов, 1988; Meyer et al., 2013, 2014; Konopelko and Klemd, 2016). Эта сутура прослеживается от западной части Киргизского хребта на юго-восток в район озера Сон-куль и далее к востоку в верховья р. Нарын. К Северному Тянь-Шаню иногда относят также Каратау-Таласский блок, который выделяется между Киргиз-Терскейской офиолитовой полосой на северо-востоке и Таласо-Ферганским сдвиговым швом на юго-западе в хребтах Малый Каратау и Таласский. В современных реконструкциях Каратау-Таласский блок изображают как отдельный микроконтинент в раннепалеозойском Терскейском океане. Докембрийское основание блока известно в Малом Каратау, где вскрываются верхнерифейские красные строматолитовые известняки, песчано-глинистые турбидиты и косослоистые песчаники. Характерной чертой разреза Каратау-Таласского блока является развитие мощных терригенных толщ, которые считаются рифейскими, и присутствие на вендском уровне диамиктитов, выше которых (верхний венд – нижний ордовик) сформирован

непрерывный разрез известняков и доломитов шельфового комплекса мощностью более 2000 м. Нижний кембрий включает промышленный горизонт фосфоритов.

**Срединный Тянь-Шань** выделяется как самостоятельная тектоническая единица с 30-х годов XX века по развитию в нем мощного карбонатного комплекса фамена – нижнего карбона, подстилаемого девонскими красноцветными песчаниками, несогласно залегающими на нижнепалеозойском основании. Эти отложения представляют собой верхнепалеозойский этаж чехла Сырдарьинского докембрийского континентального массива, который в неопротерозое был перекрыт вулканитами и тиллитами, а в начале палеозоя – глинисто-карбонатными осадками. Сырдарьинский массив занимает равнинную часть Кызылкумов с низовьями р. Сырдарья и перекрыт на западе молодыми толщами Туранской плиты. Докембрийский фундамент Срединного Тянь-Шаня вскрывается локально. К нему относятся выходы нижнего докембрия, достоверно установленные на востоке в хребтах Акшийрак и Сарыджаз. Нижнерифейский чехол Срединного Тянь-Шаня представлен разобщенными выходами слабо метаморфизованных филлитов, кварцитов, карбонатов. Выше залегает мезо-неопротерозойская свита (серия) Большого Нарына, представленная кварцевыми порфирами и щелочными базальтами и андезитами с прослоями песчаников и конгломератов. Вендско-нижнепалеозойские отложения образуют эпиконтинентальный осадочный комплекс, в основании которого залегают вендские тиллиты джетымской серии, сменяющиеся выше по разрезу типично шельфовыми отложениями мощностью от 100 до 700 м, включающими обогащенные молибденом и ванадием черные сланцы нижнего кембрия и слоистые известняки и доломиты среднего кембрия – среднего ордовика.

Закрытие Терской океана в среднем-позднем ордовике и коллизия Срединного Тянь-Шаня (Сырдарьинского массива) с расположенными севернее континентальными массивами привела к образованию Палеоказахстана. Современные реконструкции предполагают, что начиная с конца ордовика, новообразованный континентальный массив Палеоказахстана находился между двумя ветвями Палеоазиатского океана: Джунгаро-Балхашским на севере и Туркестанским на юге. Южной окраиной Туркестанского океана являлись Каракумо-Таджикский и Таримский микроконтиненты, а южнее этих микроконтинентов находился океанический бассейн Палеотетиса (Filipova et al., 2001; Буртман и др., 1974, 1977). Таким образом, начиная с

силура, Срединный Тянь-Шань становится южной окраиной Палеоказахстана, обращенной к Туркестанскому океаническому бассейну, Северный Тянь-Шань является внутренней областью нового континента, а Джунгаро-Балхашский регион играет роль его северо-восточной (в современных координатах) окраины.

На первом позднесилурийском-нижнедевонском этапе развития обе окраины Палеоказахстана были активными и надстраивались вулканоплутоническими образованиями. В Северном Тянь-Шане распространены вулканические толщи нижнего и среднего девона представленные андезитами, дацитами и риолитами, а также бимодальными вулканитами, которые переслаиваются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Примерно тот же возраст имеют вулканические толщи другой, южной активной окраины Палеоказахстана, обнаженные в Чаткало-Кураминском блоке, где для нижнедевонских кислых и средних магматических серий характерна известково-щелочная специализация.

На втором этапе развития, в среднем девоне – раннем карбоне южная окраина развивалась в пассивном режиме, и на ней сформировался комплекс терригенных и затем карбонатных осадков шельфового типа. К низам разреза шельфового типа относятся среднедевонские красные или пестроцветные песчаники и конгломераты с редкими прослоями известняков (тюлькубашская серия), которые местами налегают с глубоким размывом на каледонское основание. Выше по разрезу они трансгрессивно сменяются мощными (2000-3500 м) слоистыми известняками верхов девона (фаменский ярус) и нижнего карбона. В Северном Тянь-Шане девонских известняков нет, осадочный чехол континента начинается нижним карбоном, который представлен красноцветными алевро-песчаными, галечными и реже карбонатными отложениями умеренной мощности.

Наконец, в раннем-среднем карбоне южная окраина Палеоказахстана снова превращается в окраину активного типа, и на ней закладывается Бельтау-Кураминский вулканоплутонический краевой пояс, который описан более подробно в следующем разделе. Наиболее полно вулканогенные и интрузивные образования Бельтау-Кураминского пояса представлены в Чаткало-Кураминском блоке, где среднекарбоновые туфы и вулканиты с пологим несогласием налегают на известняки нижнего карбона. В этом регионе карбоновые надсейсмофокальные магматические серии без какого-либо перерыва сменяются раннепермскими постколлизийными и

занимают около 80 % на современном эрозионном срезе, а общая мощность вулканогенных свит достигает 5000 – 6000 метров. После коллизии, начиная с середины перми, весь западный Тянь-Шань испытал аплифт и эрозию, в результате чего верхнепермские и триасовые осадки практически отсутствуют, а разрез мезозойского чехла, несогласно перекрывающего палеозойский фундамент, начинается с нижней юры.

Отличительной чертой **Южного Тянь-Шаня**, который представляет собой бывшую южную пассивную окраину Туркестанского океана, является присутствие полного разреза морских отложений от силура до карбона. Этот разрез характеризуется разнообразием формационных типов и включает шельфовые карбонатные фации, глубоководные глинисто-кремнистые породы и базальты океанических плато. Наличие докембрийского фундамента предполагается, но его выходы редки. Местами присутствуют переработанные фрагменты каледонского основания. Структура Южного Тянь-Шаня – герцинская, то есть она сформирована на этапе закрытия Туркестанского океана в позднем карбоне – ранней перми. Время окончательного закрытия Туркестанского океана определяется по исчезновению последних глубоководных бассейнов, представленных в Южном Тянь-Шане глинисто-кремнистыми батинальными осадками, возраст которых не моложе позднего карбона, и турбидитами передового прогиба, достигающими в восточной Фергане ассельского возраста (Бискэ и Шилов, 1998; Biske and Seltmann, 2010). Поэтому, хотя мелководное морское карбонатное осадконакопление продолжалось в Тянь-Шане вплоть до артинского яруса, а в пределах Тарима – до кунгурского яруса (Charvet et al., 2007), то есть почти до начала средней перми, возраст герцинской коллизии и закрытия Туркестанского океана принимается в западном Тянь-Шане как раннепермский. В целом, Южный Тянь-Шань рассматривается как ансамбль тектонических покровов, продвигавшихся на юг от коллизийного шва и смятых затем в складки. Маркированная офиолитами Южнотяньшанская сутура, образованная в результате закрытия Туркестанского океана, отделяет Южный Тянь-Шань от расположенного севернее Среднего Тянь-Шаня. К югу от южнотяньшанского складчато-надвигового пояса находятся относительно жесткие древние континентальные массивы Тарима и Каракумов, разделенные Памиром. Складчато-надвиговой пояс Южного Тянь-Шаня представляет собой линейную структуру, вытянутую в широтном направлении на 2000 км, в пределах которой с запада

на восток традиционно выделяются Кызылкумский (или Кызылкумо-Нуратинский), Гиссарский, Алайский и Кокшаальский сегменты Южного Тянь-Шаня (Рис. 1.1.). С севера на юг в пределах Южного Тянь-Шаня также выделяются две части (или ветви), имеющие разное происхождение. Северная ветвь описана как Букантау-Кокшаальский пояс и отличается южной вергентностью надвиговой структуры. Южнее субширотной долины реки Зеравшан расположена другая, южная Зеравшано-Алайская ветвь герцинид, с предполагаемыми признаками северной вергентности в ранних коллизионных структурах (Бискэ, 1996; Троицкий, 2005, 2007). Южная Зеравшано-Алайская ветвь, традиционно рассматриваемая в составе Южного Тянь-Шаня, фактически представляет собой окраину древнего Каракумо-Таджикского континента. В течение палеозоя Южный Тянь-Шань в основном развивался в режиме пассивной окраины Туркестанского океана, поэтому магматические комплексы на территории Южного Тянь-Шаня, за исключением Гиссарского сегмента, представлены почти исключительно раннепермскими постколлизионными гранитоидами, внедрившимися после закрытия океана на стадии континентальной коллизии. Так как магматизм Южного Тянь-Шаня является одним из главных объектов изучения в настоящей работе, особенности геологического строения различных сегментов Южного Тянь-Шаня более подробно рассматриваются в соответствующих главах, а появление раннепермских постколлизионных гранитоидов на завершающих стадиях позднепалеозойской магматической эволюции региона обсуждается в следующем разделе.

### **1.1.2. Характеристика палеозойского гранитоидного магматизма западного Тянь-Шаня и особенности раннепермских постколлизионных комплексов**

Интенсивное изучение магматических комплексов западного Тянь-Шаня началось в середине XX века в связи с освоением ряда крупных рудных месторождений. Когда в конце 1970-х годов весь регион был закартирован в масштабе 1:200 000, сведения о палеозойском магматизме были суммированы в ряде сводных работ и монографий, содержащих детальные описания геологического строения интрузий, слагающих их типов пород и их минерального состава (Додонова, 1974; Изох и др., 1975; Баратов, 1976; Осмонбетов и др., 1982; Додонова и др. 1984; Израилева, 1986; Ахмедов, 2000; Далимов и др., 1993, 1994, 1998; Далимов и Ганиев, 2010). В последующие десятилетия с появлением прецизионных методов анализа были более детально изучены изотопно-

геохимические составы пород и уточнены, а в некоторых случаях пересмотрены, их датировки. Многие из этих работ были выполнены с участием автора, и их результаты рассматриваются ниже в соответствующих главах.

Образование палеозойских гранитоидных комплексов западного Тянь-Шаня связано с эволюцией двух океанических бассейнов: Терской, закрытие которого в среднем ордовике привело к образованию каледонского континента Палеоказахстана, и Туркестанской, закрытие которого в конце карбона одновременно с Джунгаро-Балхашским океаном привело к формированию современной Северной Евразии.

Эволюция и закрытие Терской океана сопровождалась внедрением разнообразных гранитоидных серий с возрастными от 500 до 435 млн лет, включая обширный пояс ордовикских батолитов андийского типа. Эти гранитоидные серии развиты почти исключительно в пределах северотяньшаньского блока, который являлся северной активной окраиной Терской океана. Раннепалеозойские гранитоиды Северного Тянь-Шаня подробно описаны в ряде публикаций (Гесь и Селиверстов, 1995; Гесь, 1997, 2008) и не являются предметом настоящей работы.

Появление первых палеозойских гранитоидов, связанных с субдукцией на окраинах Палеоказахстана относится к концу силура – началу девона и не перекрывается во времени с раннепалеозойским магматизмом Северного Тянь-Шаня. Однако, самые ранние плагиограниты в офиолитовых комплексах, представляющих фрагменты коры Туркестанского океана, также имеют ордовикские возрасты (Миркамалов и др., 2012; Dolgorolova et al., 2017). Кроме того, ордовикско-силурийские возрасты также получены или предполагаются для ряда вулканических и интрузивных формаций Южного и Среднего Тянь-Шаня, отождествляемых с ранними стадиями эволюции Туркестанского океана (Alexeiev et al., 2016; Worthington et al., 2017). Однако, эти формации в основном распространены за пределами района работ и не являлись предметом исследований автора. Наиболее мощно девонский надсубдукционный магматизм проявился на северной активной окраине Палеоказахстана, где он сформировал Арал-Кендыктасский краевой вулканический пояс, и на южной активной окраине Палеоказахстана в Чаткало-Кураминском регионе и в северных предгорьях Ферганы, где многочисленные блоки девонских интрузий и вулканитов находятся среди более поздних карбоновых магматических серий, от которых они весьма трудно отличимы при картировании. В Северном Тянь-Шане вулканические толщи нижнего



девона представлены андезитами, дацитами и риолитами. К среднему девону относят бимодальную толщу щелочных базальтов и риолитов. Эти вулканические толщи переслаиваются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Вулканисты ассоциируют с интрузиями монцонитоидов и гранитов, которые при геологической съемке часто картировались как карбоновые или раннепермские, благодаря их сходству с последними по составу и отсутствию деформаций. В последние десятилетия было установлено, что целый ряд интрузий и связанных с ними месторождений, которые традиционно картировались как раннепермские, имеют девонские возраст (Апаяров, 2002, 2007, 2010; Апаяров и др., 2015; Курчавов и др., 2007; Konopelko et al., 2006). Эти интрузии образуют в Северном Тянь-Шане вытянутый в субширотном направлении пояс. Так как этот пояс был расположен достаточно далеко от обеих активных окраин Палеоказахстана, для него предполагается внутриплитная обстановка формирования (Seltmann et al., 2011).

Гранитоиды, связанные со вторым карбоновым эпизодом субдукции и последующим закрытием Туркестанского океана в конце карбона – начале перми, преобладают по объему, занимая в некоторых регионах Среднего и Южного Тянь-Шаня до 80 % на современном эрозионном срезе. Хотя на существующих средне и мелкомасштабных геологических картах большинство карбоновых и раннепермских гранитоидов показаны как нерасчлененные средне-позднекарбоновые или позднекарбоновые-раннепермские интрузии (Власов и др., 1989; Шаякубов, 1998; Турсунгазиев и Петров, 2008), в опубликованных после 1970-ых годов сводках по магматизму западного Тянь-Шаня отчетливо выделяются два импульса гранитообразования, отличающиеся по составу интрузий, их металлогенической специализации и пространственному распространению (Шаякубов, 1978, 1996, 1999; Селиверстов и Гесь, 2001; Далимов и Ганиев, 2010; Дженчураева, 1983, 1999, 2010).

Наиболее ранний и продолжительный средне-позднекарбоновый эпизод магматизма сформировал многочисленные интрузии гранитоидов I-типа, включающие Кармазарский и Гиссарский батолиты, а также мощные толщи известково-щелочных вулканитов в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня и в Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня. Эти магматические серии отличаются отчетливой известково-щелочной специализацией и ассоциируют с медно-порфировыми и эпитеpmальными золоторудными месторождениями, что характерно для активных

окраин андийского типа (Jenchuraeva, 1997; Голованов, 1999, 2000, 2001; Дженчураева, 2010). Предполагается, что карбоновые магматические серии образовались в надсубдукционной обстановке на северной активной окраине Туркестанского океана и Гиссарского рифтового бассейна (Троицкий, 2005; Буртман, 2006, 2015; Konopelko et al., 2017). Более подробно позднепалеозойские гранитоиды этих структур обсуждаются ниже в соответствующих главах.

В отличие от надсубдукционных карбоновых серий, развитых локально в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и в Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня, раннепермские гранитоиды распространены гораздо более широко и известны во всех террейнах западного Тянь-Шаня. В районах, где был проявлен надсубдукционный карбоновый магматизм, раннепермские магматические серии формировались вслед за карбоновыми без перерыва во времени и во многом наследовали их геохимические характеристики. Однако, в большинстве других областей западного Тянь-Шаня, где карбоновый магматизм не был проявлен, внедрение раннепермских гранитоидов произошло после длительного периода амагматического развития (e.g. Konopelko et al. 2017, 2018).

Характерной особенностью раннепермского магматизма является присутствие различных, иногда геохимически контрастных, серий пород при общей относительно повышенной калиевой щелочности. При этом в разных частях западного Тянь-Шаня количество и состав раннепермских гранитоидов существенно отличаются. В западных сегментах Южного Тянь-Шаня (Кызылкумском, Гиссарском и Алайском) преобладают высококалиевые известково-щелочные гранитоиды, которые занимают до 80 % на современном эрозионном срезе. В восточном Кокшаальском сегменте преобладают небольшие и средние по размерам интрузии А-гранитов, ассоциирующие с мафическими породами толеитовой серии (Ненахов и др., 1992; Ненахов и Белов, 1996; Ахмедов, 2000; Konopelko et al., 2007). Раннепермские интрузии субщелочного и щелочного состава присутствуют также в Северном Тянь-Шане и на юге на окраине Таримского кратона (Осмонбетов и др., 1982; Додонова и др. 1984; Ахмедов, 2000; Konopelko et al., 2006; Seltnann et al., 2011). Общей особенностью раннепермского магматизма всего западного Тянь-шаня является ассоциация гранитоидов с небольшими телами щелочных сиенитов, а в некоторых районах с карбонатитами и трубками взрыва калиевых ультрамафитов.

Раннепермский гранитоидный магматизм имеет отчетливый трансграничный характер по отношению к главным структурным элементам западного Тянь-Шаня. Однако, отдельные группы интрузий образуют удлиненные пояса, вытянутые в субширотном направлении согласно общему простиранию структур Тянь-Шаня, а некоторые массивы внедрены непосредственно в региональные зоны сдвига и структуры типа пул-апарт и демонстрируют признаки сининтрузивных деформаций (Konopelko et al., 2009; Конопелько и др., 2011; Конопелько, 2020). Так как раннепермские интрузии, как правило, не деформированы и секут все осадочные формации позднего палеозоя, они традиционно интерпретировались как постколлизийные (e.g. Solomovich, 2007; Konopelko et al., 2007, 2009). Такая интерпретация подтверждается новыми изотопными датировками и не противоречит представлениям о времени закрытия Туркестанского океана, которое определяется по исчезновению последних глубоководных бассейнов на границе карбона и перми (Бискэ, 1996). Так как большая часть изученных автором позднепалеозойских гранитоидов представлена именно раннепермскими постколлизийными сериями, современные представления о постколлизийной стадии развития складчатых поясов и происхождении постколлизийных гранитоидов рассматриваются более подробно в следующем разделе.

## **1.2. Современные представления о постколлизийной стадии развития складчатых поясов и происхождении постколлизийных гранитоидов**

Эволюция континентальных окраин с точки зрения тектоники литосферных плит описывается циклом Уилсона (Wilson, 1966), объясняющим происхождение тектонических структур современной Земли раскрытием и закрытием океанов. Этот цикл, в частности, включает коллизийную стадию (континент-континент или континент-дуга), сопровождающуюся увеличением мощности коры (Dewey and Bird, 1970; Dewey and Burke, 1973; Dewey, 1988). Специфическая стадия цикла Уилсона, развивающаяся после континентальной коллизии, но предшествующая образованию стабильной плиты или кратона, получила название постколлизийной. Схематическое изображение заключительных стадий цикла Уилсона, включая субдукцию,

континентальную коллизию и гравитационный коллапс орогена на постколлизийной стадии, показано на рис. 1.3.

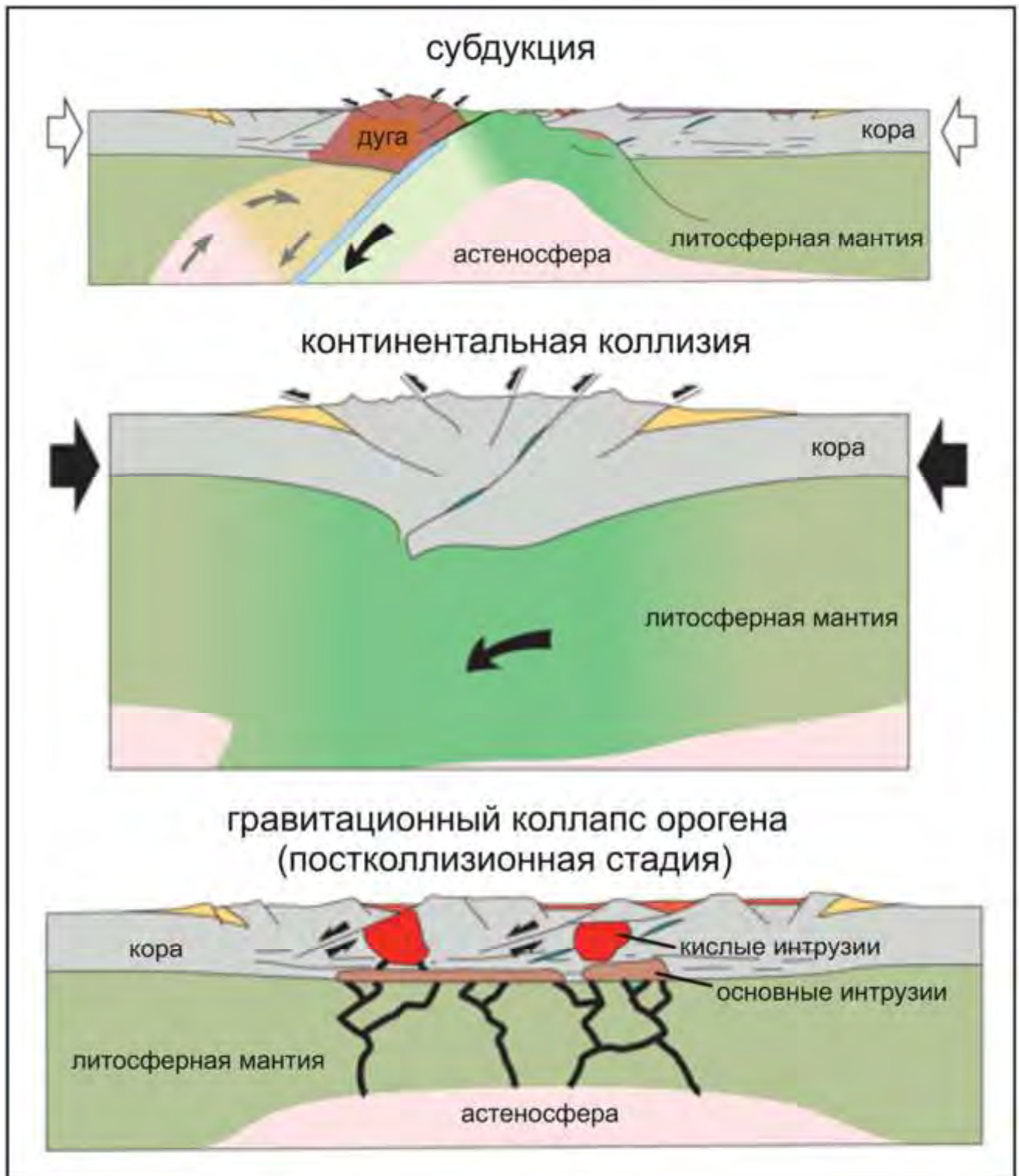


Рис. 1.2. Схематическое изображение заключительных стадий цикла Уилсона, включая субдукцию, континентальную коллизию и гравитационный коллапс орогена на постколлизивной стадии (по Chenin et al., 2018).

Одной из наиболее ранних классификаций, рассматривающих постколлизивные магматические серии в качестве самостоятельной группы, является схема Седерхольма (Sederholm, 1934), в которой гранитоиды юга Финляндии подразделяются на четыре группы: синорогенные, позднеорогенные, посторогенные и анорогенные. Следуя принципам, заложенным Седерхольмом, Bonin et al. (1998) и Liégeois et al. (1998) предложили выделять в эволюции коллизивных складчатых сооружений орогенную, посторогенную и анорогенную стадии развития, которые соответствуют различным геодинамическим обстановкам: активной окраины, коллизивной, постколлизивной и внутриплитной (рис. 1.2.). В современной европейской геологической литературе постколлизивная стадия развития орогенических поясов была определена Liégeois (1998) как период, когда террейны, объединенные в ходе коллизии, еще не имеют общего полюса вращения и перемещаются относительно друг друга по региональным зонам сдвига. Одним из примеров такой обстановки является, продолжающаяся с начала миоцена, коллизия Аравийской плиты с Евразией, которая привела к образованию многочисленных зон сжатия, растяжения и крупных региональных сдвигов, возникших в результате горизонтальных перемещений отдельных террейнов или блоков, слагающих Анатолию, Закавказье и Иранское нагорье. Тектоническая схема восточного средиземноморья, на которой показаны скорости и направления перемещения плит, а также схема размещения миоцен-четвертичных вулканических центров, иллюстрирующая проявление и распространенность постколлизивного магматизма, показаны на рис. 1.4. и 1.5., соответственно.

Концепция анализа террейнов, применяющаяся в странах северной Америки при региональных геологических и картосоставительских работах, использует для описания постколлизивной стадии другие термины, отличные от европейских. Главными единицами описания геологического строения на региональном уровне являются «тектоно-стратиграфические террейны» – ограниченные разломами геоблоки, характеризующиеся специфической геологической историей, которая отличает их от соседних террейнов (Howell, 1985, 1989; Howell et al., 1985; Jones et al., 1983, 1987). Для

описания коллизионных процессов используется термин «аккреция» - тектоническое совмещение двух или более террейнов друг с другом или с окраиной кратона. Постколлизионные образования описываются как «пост-аккреционные комплексы пород» - комплексы осадочных, вулканических или плутонических пород, сформированные на поздних стадиях развития террейна после аккреции. Более полный словарь терминов можно найти в работе Howell et al. (1985). Хотя значения североамериканских и европейских терминов во многом перекрываются, а использование некоторых является универсальным, в этой работе мы в основном используем понятийный аппарат, разработанный европейской геологической школой.

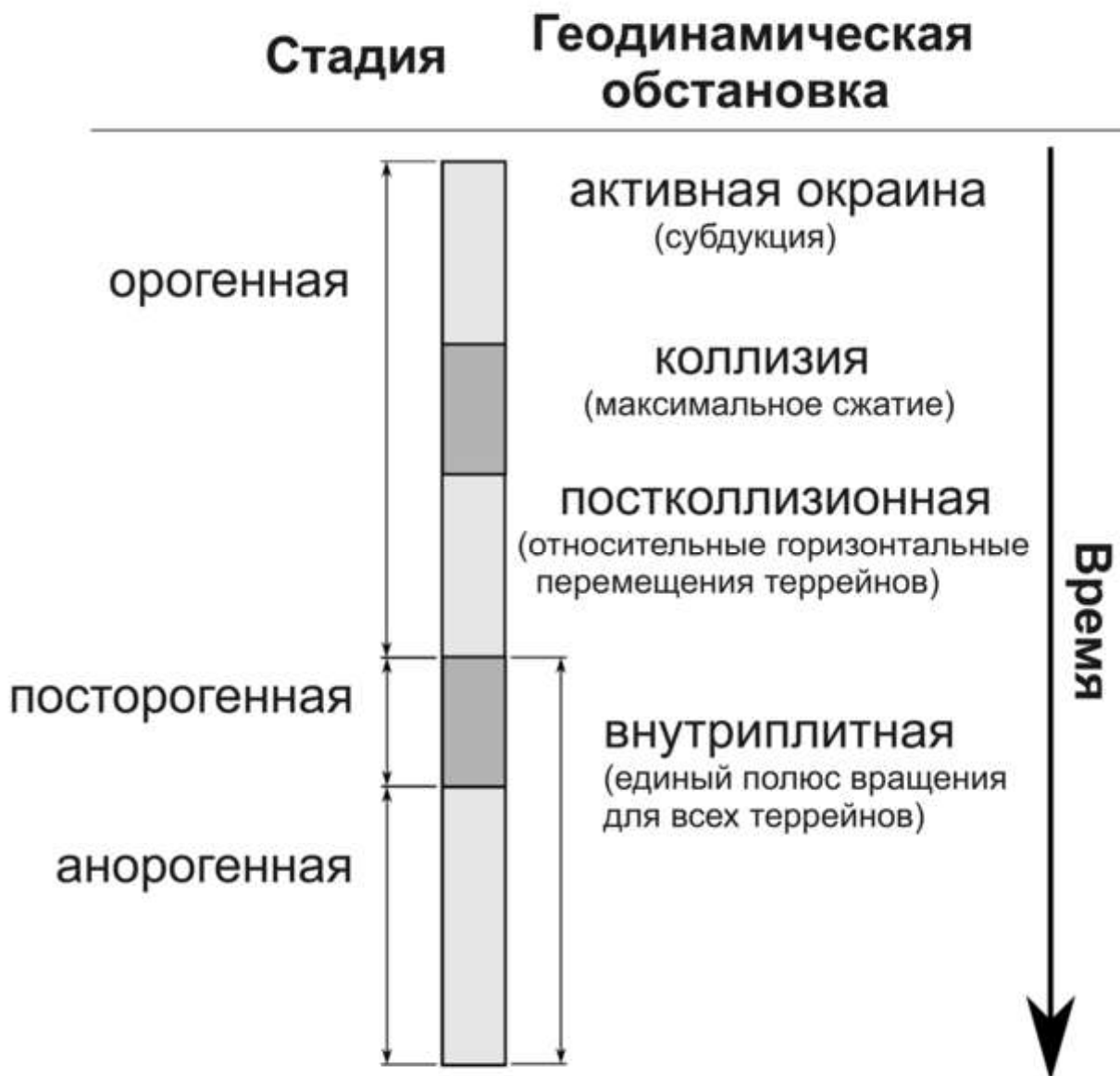


Рис. 1.3. Стадии и геодинамические обстановки орогенеза (по Liégeois, 1998).

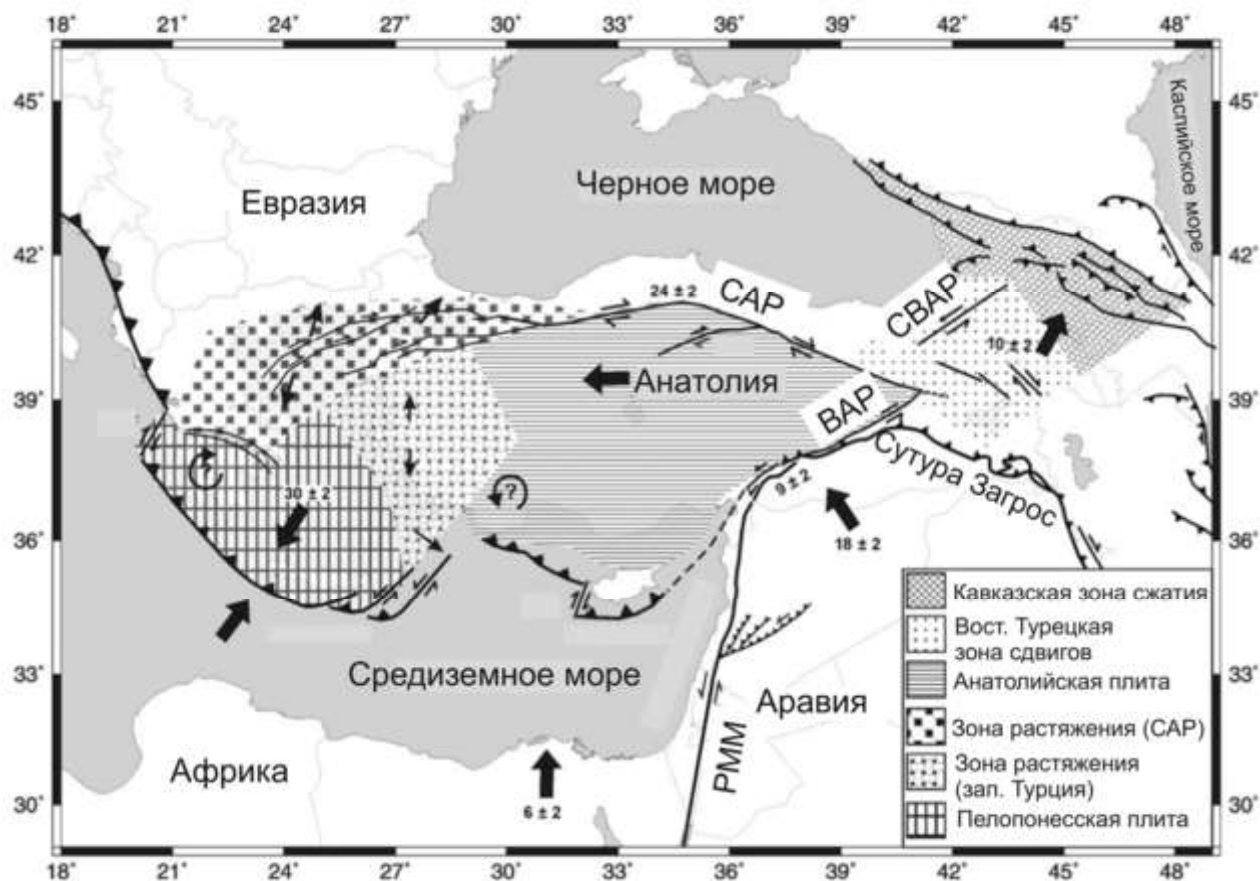


Рис. 1.4. Тектоническое строение и горизонтальные скорости перемещения плит (черные стрелки, мм/год) в восточном средиземноморье относительно Евразии в 1988-1997 гг. (по данным Таумаз et al., 2007). Сокращения: САР – североанатолийский разлом, ВАР – восточноанатолийский разлом, СВАР – северо-восточноанатолийский разлом, РММ – разлом Мертвого моря.

Постколлизийная стадия не вполне интегрирована в плэйт-тектоническую теорию, которая утверждает, что литосферные плиты являются относительно жесткими и их относительное смещение локализовано в узких зонах на границах плит (Atwater, 1970; Isacks et al., 1968; Le Pichon, 1968; McKenzie, 1969). Хотя этот подход

действительно объясняет многие процессы на границах плит, внутриконтинентальные деформации обычно не ограничены узкими зонами на границах плит (Molnar, 1988). Зоны континентальной коллизии характеризуются горообразованием и обширными областями развития деформаций, метаморфизма и магматизма, которые трудно объяснить только деформациями на конвергентных границах плит.

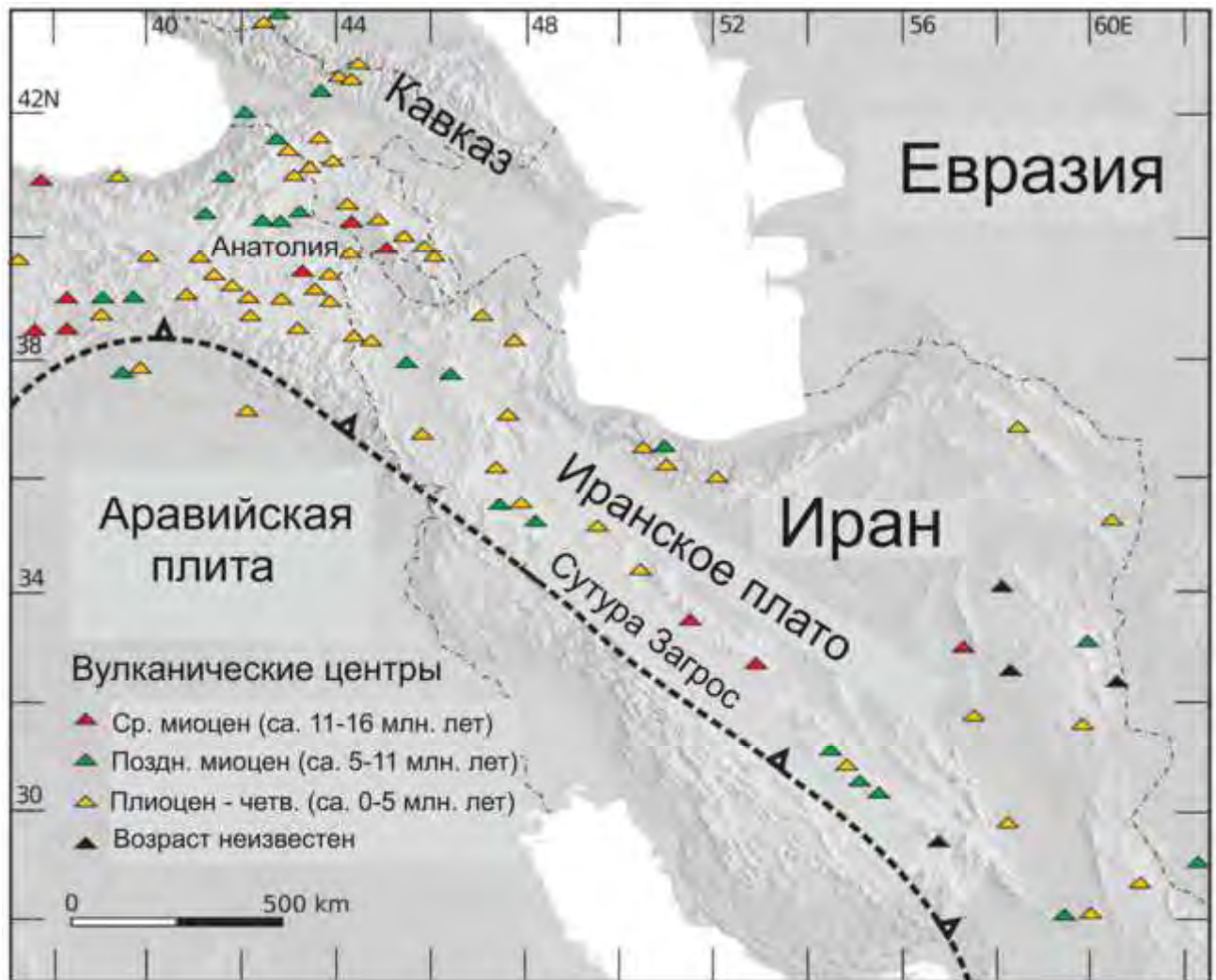


Рис. 1.5. Миоцен-четвертичные вулканические центры восточной Анатолии, Кавказа и Иранского нагорья, иллюстрирующие проявление и распространённость постколлизийного магматизма, инициированного продолжающейся с начала миоцена коллизии Аравийской плиты с Евразией (по данным Kaislaniemi, 2015).

Постколлизийная обстановка – это сложный период, который может включать крупноамплитудные смещения вдоль трансформных зон сдвига, спокойную



амальгамацию террейнов (*docking, oblique collision*), деламинацию литосферы и рифтинг. В этих условиях могут возникать совершенно разные типы магматизма, для которых были установлены следующие главные закономерности (Bonin, 2004):

(1) Постколлизийный магматизм как правило представляет собой относительно короткий (15-20 млн лет) период интенсивного гранитоидного магматизма. Постколлизийные интрузии обычно не деформированы и рассматриваются как пост-тектонические. Однако там, где формирование магм приурочено к крупноамплитудным горизонтальным смещениям по трансформальным зонам сдвига (Black et al., 1994; Liégeois et al., 1998), термин «пост-тектонический», обычно применяемый к постколлизийным интрузиям, лучше не использовать (Bonin et al., 1998);

(2) Постколлизийные магматические комплексы (вулканические и плутонические) являются в основном калиевыми по составу, включая ультракалиевые (Conticelli and Recerillo, 1992; Liégeois et al., 1998). Ассоциирующие пересыщенные глиноземом гранитоиды, образовавшиеся при дегидратации и плавлении коровых протолитов (Nabelek et al., 1992; Sylvester, 1998), а также более или менее ювенильные натровые щелочные гранитоиды (Bonin, 1988, 1990; Liégeois and Black, 1987) могут иногда слагать большие объемы, но в целом являются относительно редкими;

(3) Источники постколлизийных гранитоидов были сформированы в ходе предыдущих эпизодов субдукции или коллизии независимо от того расположены они в пределах коры или в литосферной мантии. Изотопные данные являются неоднозначными и, как правило, предполагают наличие корового компонента в источнике (Pin et al., 1990).

Постколлизийный магматизм может включать отдельные интрузии, штоки и толщи вулканитов развитые на значительных территориях независимо от положения коллизийных сuture и размещения зон надсейсмофокального магматизма (e.g. Seltmann et al., 2011). В тоже время значительное количество постколлизийных интрузий приурочено к крупным трансформальным сдвигам и/или структурам типа пул-аpart (e.g. Конопелько и др., 2011). Во многих регионах постколлизийный магматизм сформировал многочисленные массивы гранитоидов, занимающие 60-70 % на современном эрозионном срезе (e.g. Fernandez et al., 1998; Bea et al., 2003).

Постколлизийный магматизм может проявиться сразу после коллизии (e.g. Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017) или быть оторван от главной коллизийной фазы на 20-30 Ma (e.g. Fernandez et al., 1998; Williams et al., 2004; Couzinié et al., 2016). В

районах длительного субдукционного магматизма андийского или островодужного типа постколлизийные комплексы продолжают ряд надсубдукционных гранитоидов без какого-либо перерыва во времени (e.g. Van Hunen and Miller, 2015; Konopelko et al., 2017). В областях континентальной коллизии постколлизийные интрузии могут завершать длительный период формирования анатектических гранитов, но отличаться от них по составу (e.g. Eklund et al., 1998; Andersson et al., 2006). Во всех случаях период постколлизийного магматизма обычно завершается резким прекращением магматизма на обширной территории, после чего обычно (но не всегда) следует более или менее продолжительный амагматический период, который может смениться эпохой внутриплитного магматизма (e.g. Rämö and Naapala, 1995; Eklund et al., 1998; Konopelko and Eklund, 2003).

Магматические серии коллизийной стадии, как правило, отличаются по составу от серий, связанных с активными зонами субдукции. Сама коллизия, являясь стадией максимального сжатия, мало благоприятна для подъема и внедрения магм (Le Fort, 1981; Brown, 1994). Магматические серии внутриплитной стадии обычно не слагают крупных объемов пород (Black et al., 1985). Поэтому значительное количество гранитоидных интрузий на современном эрозионном срезе представлено именно разнообразными постколлизийными сериями (Bonin, 2004). Чтобы объяснить многообразие проявлений постколлизийного магматизма, были разработаны несколько моделей, объясняющие особенности постколлизийного магматизма наблюдаемые в разных орогенических поясах. Наиболее важные из этих моделей рассматриваются ниже.

Плавление коровых пород на постколлизийной стадии, и образование расплавов, способных подниматься в верхние горизонты коры, требует значительного количества тепла. Источниками этого тепла могут быть (i) радиогенное тепло, накапливающееся в утолщенной коре (Bea, 2012) и (ii) мантийное тепло, переданное на коровый уровень за счет подъема горячего вещества астеносферы (Davies and Blankenburg, 1995). Подъем горячего вещества астеносферы и взаимодействие его с корой может осуществляться на постколлизийной стадии в результате различных процессов:

(1) Отрыв слэба, происходящий на постколлизийной стадии в случае крутого падения зоны субдукции, вызывает подъем вещества астеносферы и плавление на относительно малых глубинах в пределах низко вязкой литосферы в основании орогена (thermal boundary layer) (Davies and Blankenburg, 1995; Хаин и др., 1996). Умеренно-калиевые

известково-щелочные магмы возникают за счет плавления амфиболовых перидотитов, тогда как высоко-калиевые известково-щелочные и шошонитовые магмы выплавляются из более глубоко залегающих флогопит-гранатовых перидотитов. Составы мантийных магм могут изменяться за счет добавления адакитовых расплавов, сформировавшихся в погружающейся плите, а также под влиянием флюидов, образовавшихся в результате дегидратации, и в результате ассимиляции-контaminaции веществом вышележащей литосферы (Bonin, 2004);

(2) В коллизионных орогенах интенсивное сжатие приводит к быстрому априфту и развитию гравитационного коллапса, когда в течение всего нескольких миллионов лет сжатие сменяется растяжением в результате деламинации литосферной мантии и частичной замены ее веществом астеносферы (Black and Liégeois, 1993; Liégeois, 1998; Лобковский и др., 2004; Ларин, 2011). Четыре стадии развития таких орогенов, выделенные Marotta et al., (1998), включают (i) априфт и горообразование, (ii) гравитационный коллапс орогена, (iii) деламинацию литосферной мантии и ее погружение и (iv) восстановление равновесия системы (рис. 1.2.). Эти стадии соответствуют коллизии, постколлизионной обстановке и, в конечном счете, внутриплитному этапу развития. На постколлизионной стадии плавление литосферной мантии, обогащенной субдуцирующим коровым материалом, ведет к появлению магм калиевой специализации: высоко-калиевых известково-щелочных серий, шошонитовых серий и ультракалиевых магматитов. С течением времени внедрение калиевых серий в коровые породы неизбежно приводит к дегидратации и плавлению слюдистых осадков коры с образованием высоко-глиноземистых расплавов. Эти две постколлизионные серии формируются одновременно и часто демонстрируют признаки одновременного внедрения (минглинг) (Bonin, 2004);

(3) В конце постколлизионной стадии мощность континентальной литосферы уменьшается в результате деламинации (Black and Liégeois, 1993). Быстрый апвеллинг горячей астеносферной мантии, вызванный деламинацией, вызывает плавление и формирование громадных масс базитовых магм (Dewey, 1988; Ларин, 2011; Розен и Федоровский, 2001). Подъем и андерплейтинг базитовых магм в основании коры выделен нами в качестве отдельного механизма теплового воздействия на породы коры. Дегидратация маломощной литосферы в результате андерплэйтинга обуславливает быстрый – в течение нескольких млн лет – переход от формирования высоко-калиевых

известково-щелочных серий к собственно щелочным (Liégeois and Black, 1984; Bonin, 1986, 1988, 1990). На внутриплитной стадии мощность континентальной литосферы увеличивается за счет охлаждения и магматического андерплэйтинга. При этом плавление происходит на все более глубоких уровнях за счет все более дегидратированных протолитов, что, в конце концов, обуславливает переход от насыщенных кремнеземом к недосыщенным кремнеземом щелочным сериям (Black et al., 1985). С помощью андерплэйтинга принято объяснять формирование исходных магм анортозит-чарнокитовых плутонов (Ларин, 2011) и некоторых А-гранитов, например, гранитов рапакиви Балтийского щита (Rämö and Naapala, 1995) и А-гранитов Бушвельда (Ларин, 2011);

(4) Региональные зоны сдвигов, возникающие на постколлизиионной стадии, могут пересекать кору и вызывать деформации в мантии, как было показано для разлома Сан-Андреас (Teyssier and Tikoff, 1998). Предполагается, что в условиях растяжения (транстенсии) вещество астеносферы может подниматься на коровые уровни и вызывать плавление разноглубинных протолитов вдоль зоны сдвига (Maxson and Tikoff, 1996; Teyssier and Tikoff, 1998; Leloup and Kienast, 1993). Кроме того, в некоторых случаях в зоны сдвигов могут внедряться ультраосновные интрузии непосредственно мантийного происхождения (Titus et al., 2007);

(5) Наконец, в некоторых случаях предполагается, что источником тепла для гранитообразования на постколлизиионной стадии могут являться мантийные плюмы. Примером могут являться платобазальты Тарима одновозрастные с герцинскими постколлизиионными гранитоидами Тянь-Шаня, для которых в качестве единой причины предполагается наличие под окраиной Тарима мантийного плюма (Jiang et al., 2006).

Коллизиионная стадия является кульминацией орогенеза. Следующая за ней постколлизиионная стадия характеризуется интенсивной и разнообразной магматической активностью. Природа и эволюция постколлизиионного магматизма в основном определяется процессами, которые предшествовали коллизии, в частности характером и особенностями субдукции. Крутое падение зоны субдукции приводит к отрыву слэба и формированию умеренно и высоко-калиевых известково-щелочных серий. Пологая субдукция малоплотных континентальных формаций приводит к увеличению мощности литосферы и к появлению калиевых и ультракалиевых серий совместно с высокоглиноземистыми анатектическими гранитами. Характер расплавов возникающих

при подъеме астеносферного вещества вдоль зон региональных сдвигов определяется составом протолитов и глубиной плавления. Наконец, расплавы, возникающие под действием мантийных плюмов и в результате андерплэйтинга, также обладают определенной спецификой.

### **1.3. Принципы интерпретации генезиса гранитоидов по Nd-Sr-Pb-Hf изотопным данным**

Исследования по типизации гранитоидов на основе их геологических, петрографических и геохимических характеристик имеют давнюю историю. Однако, только появившиеся в 80-х годах XX века новые прецизионные методы анализа состава пород и минералов вывели изучение генезиса гранитов на новый уровень, и использование гранитоидных серий для геодинамических реконструкций стало оформляться в самостоятельное научное направление (Ненахов и др., 1992). Так как гранитоидные магмы, в основном, образуются в результате плавления различных коровых протолитов, граниты являются важными индикаторами состава и эволюции континентальной коры (e.g., Wu et al., 2000; Kovalenko et al., 2004; Clemens and Stevens, 2016). Наряду с концентрациями петрогенных и редких элементов, важной характеристикой гранитов является их изотопный состав. Датирование возрастов кристаллизации гранитоидов по цирконам в комбинации с определением в них изотопного состава Hf, Nd, Sr и Pb может быть использовано для расшифровки петрогенезиса пород, даже если они испытали наложенный метаморфизм или подверглись вторичным изменениям (e.g., Hawkesworth et al., 2010; Roberts and Spencer, 2015). Изотопные составы радиогенных элементов Nd, Sr, Pb и Hf в магматических породах являются надежными индикаторами, указывающими на происхождение этих пород из источников, характеризующихся определенными отношениями материнского изотопа к дочернему (U/Pb, Th/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr и Lu/Hf). Это объясняется тем, что материнские и дочерние изотопы, образующие перечисленные пары, обладают в разной степени отличающимися геохимическими свойствами, и их отношения в основных глобальных резервуарах Земли существенно варьируют. К числу таких глобальных резервуаров относятся, в частности, обедненная литофильными элементами мантия и обогащенная литофильными элементами континентальная кора. Кроме геохимической

информации изотопные составы радиогенных элементов содержат также информацию о возрасте источников гранитоидных магм, так как чем раньше произошел процесс отделения коровых источников гранитоидов от мантии, тем сильнее изотопный состав дочернего элемента в породе будет отличаться от его изотопного состава в мантии. Количественная интерпретация изотопных данных основывается на определенных модельных представлениях о виде функциональной зависимости величины отношения материнского изотопа к дочернему в различных глобальных резервуарах Земли от времени. Эти модельные представления (или изотопная систематика Nd, Sr, Pb и Hf) достаточно хорошо разработаны и описаны в ряде фундаментальных обобщающих сводок таких, например, как монография Г. Фора (1989). Ниже кратко рассматриваются принципы интерпретации генезиса гранитоидов по изотопным данным и методы представления полученных результатов, которые использовались в настоящей работе.

Результаты анализа изотопных составов Sr и Nd в валовых пробах гранитоидов с учетом их возрастов, определенных U-Pb методом по цирконам, и концентраций Sm, Nd, Rb и Sr в соответствующих породах позволяют рассчитать первичные изотопные составы Sr и Nd гранитоидов в момент их кристаллизации. Первичные изотопные составы используются для расшифровки особенностей генезиса гранитоидов и характеристики земной коры тех террейнов, в которых эти гранитоиды были сформированы. Для интерпретации анализа изотопных составов Sr и Nd в валовых пробах гранитоидов обычно рассчитываются величины  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и  $\epsilon_{\text{Srt}}$ , которые показывают отклонения изотопных составов пород от модельных изотопных составов хондритового однородного резервуара (CHUR) во время образования этих пород. Кроме этого, также рассчитываются модельные Nd возрасты отделения вещества источника гранитоидов от деплетированной мантии  $T_{\text{DM}}$  и  $T_{\text{DM}^*}$ , рассчитанные по одностадийной (DePaolo, 1988) и двустадийной (DePaolo et al., 1991) моделям коровой эволюции, соответственно. В целом, положительные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и низкие  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  указывают на происхождение гранитоидных магм из источников в течение длительного времени обедненных литофильными элементами (таких как мантия), а отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и высокие  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  указывают на происхождение из источников, длительное время обогащенных литофильными элементами (таких как древняя континентальная кора). Для интерпретации результатов обычно используется диаграмма  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , которая показывает положение точек изотопных составов Sr и Nd в

проанализированных породах по отношению к полям мантии и протерозойской коры, а также к линиям смешения между этими двумя резервуарами. Примеры использования этой диаграммы можно увидеть в главах 3 и 4. Отрицательные или близкие к нулю значения  $\epsilon\text{Ndt}$  указывают на происхождение гранитоидов из материала древней континентальной коры одним из трех способов: в результате прямого плавления, за счет смешения корового материала с мантийным или из смешанного корового источника. При рассмотрении этих трех сценариев важно ответить на вопрос: насколько предполагаемый коровый источник был изменен и гомогенизирован процессами метаморфизма или метасоматоза. Крутой тренд на диаграмме  $\epsilon\text{Ndt vs. } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  (то есть резко отрицательные значения  $\epsilon\text{Ndt}$  на фоне относительно небольшого увеличения значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ ) обычно означает происхождение за счет древней коры и связан с обеднением Rb в процессе метаморфизма высоких ступеней на глубоких горизонтах коры. Верхнекоровые источники, напротив, обычно характеризуются большим разбросом значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  обусловленным значительными вариациями Rb/Sr в осадочных породах.

Если предположить, что первичный изотопный состав Nd в граните, в целом, отражает изотопный состав Nd в коре в момент образования этого гранита, то модельные возрасты гранитов  $T_{\text{DM}}$  и  $T_{\text{DM}^*}$  можно использовать для приблизительной оценки возраста этой коры. Если образование гранита происходило в результате смешения корового материала с ювенильным мантийным веществом, то Nd модельные возрасты должны рассматриваться в качестве минимальных значений возраста коры. Кроме того, модельные возрасты дают только приблизительную оценку возраста с неопределенностью около 100 млн лет, что связано с аналитическими погрешностями и неточностью параметров расчета. Для интерпретации результатов обычно используется эволюционная диаграмма, иллюстрирующая соотношение рассчитанных значений  $\epsilon\text{Ndt}$  в породах с возрастными кристаллизации этих пород, определенными с помощью датирования по циркону. На этой диаграмме дополнительно показываются линии эволюции во времени изотопного состава Nd в деплетированной мантии (DM) и в проанализированных породах, что позволяет считывать значения модельных возрастов этих пород по времени выплавления соответствующих составов из вещества деплетированной мантии. Иногда для этой же цели на этой диаграмме кроме линий эволюции во времени изотопного состава Nd в проанализированных породах также

показываются линии эволюции во времени составов «средней коры» выплавленной из мантии 1600, 1000 и 540 млн лет назад, что соответствует нижним границам Мезопротерозоя, Неопротерозоя и Фанерозоя в Международной Стратиграфической Шкале. Примеры использования этой диаграммы можно увидеть на соответствующих рисунках в главах 2, 3 и 4.

Изотопный состав Hf анализируется в зернах цирконов, которые ранее датированы локальными методами (например, с помощью SHRIMP). При этом лазерный пучок по возможности фокусируется на участках зерен ранее проанализированных с помощью SHRIMP. Для интерпретации этих результатов, также как в случае с Nd и Sr, рассчитываются значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , которые показывают отклонения изотопного состава Hf в цирконах от модельных изотопных составов Hf в хондритовом однородном резервуаре (CHUR) во время кристаллизации этих цирконов. Кроме этого также рассчитываются модельные возрасты отделения вещества источника магмы, из которой кристаллизовался циркон, от деплетированной мантии. Одностадийные модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}$ ), рассчитанные на основе измеренных отношений  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , позволяют оценить только минимальный возраст источника магм, из которых кристаллизовались цирконы. Поэтому дополнительно также рассчитываются двустадийные «коровые» модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ), которые основаны на предположении, что магма, из которой кристаллизовались цирконы, была выплавлена из континентальной коры со средним отношением  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ , а эта кора в свою очередь ранее отделилась от деплетированной мантии. «Коровые» Hf модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ) эквивалентны двустадийным модельным Nd возрастам ( $T_{\text{DM}}^*$ ). Lu-Hf изотопные составы датированных зерен циркона используются для расшифровки генезиса и источников магм, из которых эти цирконы кристаллизовались. Для оценки соотношения значений модельных возрастов Hf  $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ , рассчитанных на основе изотопного состава Hf, измеренного в цирконах, и модельных возрастов  $T_{\text{DM}}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd в породе, обычно применяется соответствующая диаграмма, пример использования которой можно найти в главе 4. Близость значений модельных возрастов Nd и Hf приводит к появлению на этой диаграмме линейного тренда, который означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы и являются надежными индикаторами, позволяющими отличать друг от друга гранитоиды,



выплавленные из разных коровых протолитов, и делать правильные выводы о генезисе магматических серий.

Изотопный состав Pb в магматических породах также является важным источником информации об их происхождении, так как он отражает взаимодействие с коровыми субстатами не только магм, но и гидротермальных флюидов. Кроме того, отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  отражают содержания трех радиогенных изотопов Pb, образующихся в результате распада трех различных радиоактивных нуклидов ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ ). Это позволяет получать более полную картину по сравнению с Sr и Nd изотопными системами, отражающими содержания только одного радиогенного изотопа:  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}$ , которые образуются в результате распада  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{147}\text{Sm}$ , соответственно. Изотопный состав Pb может свидетельствовать о связи расплава с одним или несколькими изотопными резервуарами (например, верхнекоровым, нижнекоровым или мантийным). Zartman and Doe (1981) предложили хорошо обоснованную модель эволюции изотопного состава ураногенного и торогенного Pb в этих резервуарах с течением времени. На эволюционных диаграммах Zartman and Doe (1981), примеры использования которых можно найти в главах 3 и 4, составы пород, связанных с относительно обогащенной ураном верхней корой, характеризуются повышенными значениями отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и располагаются вдоль эволюционной кривой верхней коры (UC). Мантийные резервуары (M), наоборот, отличаются пониженными значениями изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в результате относительного обеднения мантии ураном по сравнению с корой, а нижнекоровые породы (LC) характеризуются еще более низкими значениями изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , связанными с высокой мобильностью и потерями урана в результате интенсивного метаморфизма в нижней коре. Диаграмма  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , иллюстрирующая содержания торогенного изотопа  $^{208}\text{Pb}$ , позволяет отличать нижнекоровые резервуары от верхнекоровых и мантийных. Относительно повышенные значения отношений  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  являются результатом более низкой мобильности Th по сравнению с U в ходе процессов метаморфизма, в результате чего происходит относительное обогащение торием нижнекоровых пород и увеличение в них Th/U отношений.

## Глава 2. Постколлизийные интрузии Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня

### 2.1. Геологическое строение и главные типы постколлизийных гранитоидов Кокшаала

Кокшаальский сегмент Южного Тянь-Шаня, расположенный на территории Кыргызстана и северо-западного Китая, охватывает восточную часть пояса герцинид, находящуюся к востоку от Таласо-Ферганского разлома (рис. 2.1.). Особенностью геологического строения Кокшаала является наличие серии тектонических покровов, продвигавшихся к югу в течение среднего карбона - ранней перми в ходе коллизии Киргизско-Казахского и Таримского континентов (Бискэ, 1996).



Рис. 2.1. Район работ в Кокшаальском сегменте ЮТШ на схеме тектонического строения западного Тянь-Шаня. Сокращения СТШ – Северный Тянь-Шань, СрТШ - Срединный Тянь-Шань, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ЛН – линия Николаева, ТФ – Таласо-Ферганский разлом, ЮТШС – Южнотяньшаньская сутура, ГС – Гиссарская сутура.

В строении Кокшаальского сегмента выделяются три главных тектонических единицы (рис. 2.2.). Верхние покровы сложены образованиями аккреционной призмы,

включающими девонские и карбоновые турбидиты, кремни и карбонатные платформы преддугового прогиба, а также обдуцированные фрагменты офиолитов. Эти образования аккреционной призмы надвинуты на верхнепалеозойские кластические осадки пассивной окраины Тарима. Этот комплекс терригенных осадков континентального склона Тарима с юга ограничен формациями палеозойского осадочного чехла внутренней части Таримского континента. Отложения аккреционного комплекса и осадки континентального склона интенсивно деформированы, сорваны и надвинуты в южном направлении на докембрийский фундамент Тарима. Атбаши-Иныльчекский разлом, являющийся частью Южнотяньшаньской сутуры, отделяет в современной структуре эту покровную серию от северного Киргизско-Казахского палеоконтинента (т. е. Срединного Тянь-Шаня) и представляет собой зону, в которой первично сформировавшийся офиолитовый шов также претерпел более поздние разрывные нарушения. Самыми отчетливыми из них являются позднегерцинские левые сдвиги, секущие под различными углами структуры южного крыла шовной зоны и, возможно связанные с касательной континентальной субдукцией, которая восточнее, в китайском Тянь-Шане, привела к полному выклиниванию южнотяньшанских герцинид. Более детально геологическое строение Кокшаальского сегмента ЮТШ описано в ряде публикаций (e.g., Поршняков, 1960, 1961, 1968, 1983; Яговкин, 1969, 1973; Довжиков, 1977; Бискэ и др., 1985; Брежнев, 1976, 1981, 1994; Христов, 1981, 1989, 1990 и др.), включая фундаментальные монографии (Поршняков, 1973; Бискэ, 1996).

В отличие от расположенных западнее Кызылкумского и Алайского сегментов ЮТШ, где гранитоидный магматизм проявлен весьма широко и представлен разнообразными типами гранитоидов с явным преобладанием известково-щелочных серий, Кокшаальский сегмент отличается относительно меньшим распространением магматических пород на современном эрозионном срезе и преимущественным развитием раннепермских постколлизийных гранитоидов субщелочной серии в ассоциации с небольшими объемами щелочных пород (Konopelko et al., 2007, 2009). Так как интрузии Кокшаальского комплекса демонстрируют секущие взаимоотношения со всеми верхнепалеозойскими осадочными формациями региона и, в основном, не затронуты герцинскими деформациями, они традиционно рассматриваются в геологической литературе как постколлизийные (Соломович и Трифонов, 1989, 1990; Solomovich, Trifonov, 2002). Среди исследований по магматизму Кокшаала можно

отметить сводку под ред. К. О. Осмонбетова и др. (Осмонбетов, 1982), выделивших субщелочные гранитоиды в единый региональный Кокшаальский комплекс, и Л. И. Соломовича (Соломович и Трифионов, 1989, 1990; Solomovich, 2007), указавшего на их сходство с гранитами рапакиви.



Рис 2.2. Геологическая схема Кокшаальского сегмента ЮТШ с результатами датирования изученных интрузий. Сокращения ТФ – Таласо-Ферганский разлом, ЮТШС – Южнотяньшаньская сутура (Атбаши-Иныльчекский разлом).

Гранитоиды Кокшаальского комплекса, которые являются главным объектом исследования автора, слагают более 20 массивов (рис. 2.3.) и подразделяются на 3 подкомплекса (Джангартский, Учкошконский и Иныльчекский) различных по составу, геохимической и металлогенической специализации и уровню глубинности (Кнауф и др., 1954; Игнатов и др., 1966; Иордан и др., 1967; Додонова и др., 1976; Осмонбетов, 1982; Грищенко и др., 1985; Solomovich, 2007). Ассоциирующие с гранитоидами щелочные породы описаны как региональный Суртекинский комплекс (Буров и др., 1965; Осмонбетов, 1982). Некоторые интрузии Кокшаальского комплекса расположены в непосредственной близости от Атбаши-Иныльчекского разлома, в зоне которого

размещаются массивы гранитоидов известково-щелочной серии (I-типа) (рис. 2.2., 2.3. и 2.13.), описанные в составе Уланского и Теректинского комплексов (Богдецкий, 1983, 1987; Осмонбетов, 1982), которые также были изучены автором. На региональных геологических картах интрузии Кокшаальского комплекса обычно показываются как раннепермские, интрузии Суртекинского комплекса как ранне- или среднепермские, а массивы Уланского и Теректинского комплексов как средне- или позднекарбоновые (e.g. Турсунгазиев и Петров, 2008).



Рис 2.3. Размещение массивов гранитоидов в пределах Кокшаальского сегмента ЮТШ. Цифрами обозначены массивы: 1 – Шырыктинский, 2 – Суртекинский, 3 – Коккиинский, 4 – Караторский, 5 – Мудрюмский, 6 – Пика Данкова, 7 – Карабельский, 8 – Акташский, 9 – Пикертыкский и Сарыбулакский, 10 – Иньльчешский, Ташкоринский, Суходольский, Майдаадырский и Атджайляуский, 11 – Пика Победы, 12 – Комсомольский, 13 – Уланский, 14 – Бешмойнокские тела, 15 – Теректинский, 16 – Джеткайский, 17 – Майбашский и Айрансуйский, 18 – Учкошконский, 19 – Акшийракский, 20 – Кайчинский, 21 – Джангартский, 22 – Айлагырский.

Поскольку массивы Джангартского и Учкошконского подкомплексов близки по составу, их геохимические особенности и петрогенезис рассматриваются вместе во втором разделе этой главы. Так как гранитоиды этих подкомплексов тесно ассоциируют с сиенитами и карбонатитами Суртекинского комплекса, в этом разделе также приводится краткое описание щелочных интрузий, хотя последние не являются главным объектом исследования в настоящей работе.

Малые интрузии Иныльчекского подкомплекса, расположенные в западной части Кокшаальского сегмента (рис. 2.2.) и сложенные дифференцированными литий-фтористыми гранитами, рассматриваются отдельно в третьем разделе главы. Поскольку некоторые интрузии Иныльчекского подкомплекса находятся в непосредственной близости от расположенного в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома одновозрастного Теректинского массива известково-щелочных гранитоидов, в третьем разделе также дается сравнительная характеристика Иныльчекского и Теректинского комплексов и рассматривается возможный сценарий их образования. Наконец, в последнем разделе этой главы сформулированы общие выводы о петрогенезисе, источниках и обстановке формирования гранитоидов Кокшаальского сегмента ЮТШ.

## **2.2. Субщелочные гранитоиды центральной части Кокшаальского сегмента.**

Субщелочные гранитоиды слагают более 15 массивов в центральной части Кокшаальского сегмента (рис. 2.2. и 2.3.). Наиболее крупные (Джангартский, Акшийракский, Учкошконский, Мудрюмский, Коккиинский площадью более 150-200 км<sup>2</sup> каждый) имеют удлиненную или близкую к изометричной форму. Форма мелких интрузий более сложная, часто встречаются многочисленные апофизы причудливой формы. Контакты интрузивные, ровные, секущие слоистость вмещающих пород. В экзонах Джангартского и Акшийракского массивов проявлены полевошпат-пироксеновые и биотитовые роговики и скарны. Учкошконский, Мудрюмский и Коккиинский массивы, а также многочисленные мелкие интрузии характеризуются значительно меньшей степенью экзоконтактных изменений. В то же время они часто сопровождаются скарнами (Сарыбулакский массив) и оловоносными грейзенами (Учкошконский массив). Состав пород варьирует от кварцевых монзонитов до амфибол-биотитовых гранитов и биотитовых лейкогранитов. В геологической

литературе амфибол-содержащие гранитоиды описаны как Джангартский подкомплекс, а лейкограниты как Учкошконский подкомплекс Кокшаальского регионального комплекса (Осмонбетов, 1982). Геологические особенности и минеральный состав пород Джангартского и Учкошконского подкомплексов, а также ассоциирующие с ними щелочные интрузии Суртекинского комплекса, описаны ниже отдельно в соответствии с традициями описания магматических комплексов принятыми в литературе по геологии этого региона (Додонова, 1974; Осмонбетов, 1982). Однако так как породы обоих гранитоидных подкомплексов встречаются в пределах одних и тех же массивов и формируют непрерывный тренд составов, они рассматриваются в качестве единой магматической серии в разделах посвященных геохимии и петрогенезису этих пород.

**Джангартский подкомплекс Кокшаальского комплекса.** К первой фазе относятся кварцевые амфибол-биотитовые монцониты, изученные в Акташском массиве и слагающие небольшое тело в пределах Акшийракского. Субщелочные габброиды и монцонитоиды слагают также два самостоятельных массива: Карабельский и Караторский. Минеральный состав кварцевых монцонитов Акташского массива: олигоклаз (35%), калишпат (30%), кварц (10%), амфибол (10%), биотит (5-7%). Акцессории: магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит. Джангартский и Акшийракский массивы сложены в основном крупнозернистыми биотит-амфиболовыми гранитами и граносиенитами со структурой “рапакиви”, относимыми ко второй фазе (рис. 2.5.). В качестве фациальной разновидности выделены порфирировидные трахитоидные биотитовые граниты юго-восточной части Джангартского массива. На диаграмме Штрекайзена овоидные граносиениты Джангартского и Акшийракского массивов попадают на границу полей кварцевого монцонита и адамеллита. Их средний минеральный состав: олигоклаз (30-35%), максимальный микроклин (35%), кварц (15-25%), амфибол (5-7%), биотит (3-5%). Акцессории: апатит, циркон, флюорит, ортит, магнетит. Металлогеническая специализация граносиенитов определяется связанными с ними месторождениями золото-арсенопиритовой формации (Мао et al., 2004).

**Учкошконский подкомплекс Кокшаальского комплекса** Лейкограниты Учкошконского подкомплекса слагают крупный одноименный массив, а также более мелкие (менее 20 км кв) Сарыбулакский, Пикертыкский массивы и Акчийский шток, прорывающий западную часть Акшийракского массива. К Учкошконскому

подкомплексу также относятся многочисленные жилы биотитовых гранитов в Джангартском и Акшийракском массивах и некоторые интрузии к югу и востоку от последнего. Мудрюмская и Коккиинская интрузии, сопоставимые по размерам с Учкошконским массивом, расположены в западной части Кокшаальского сектора, и также рассматриваются в составе Учкошконского подкомплекса, несмотря на определенные вещественные и геохимические особенности.

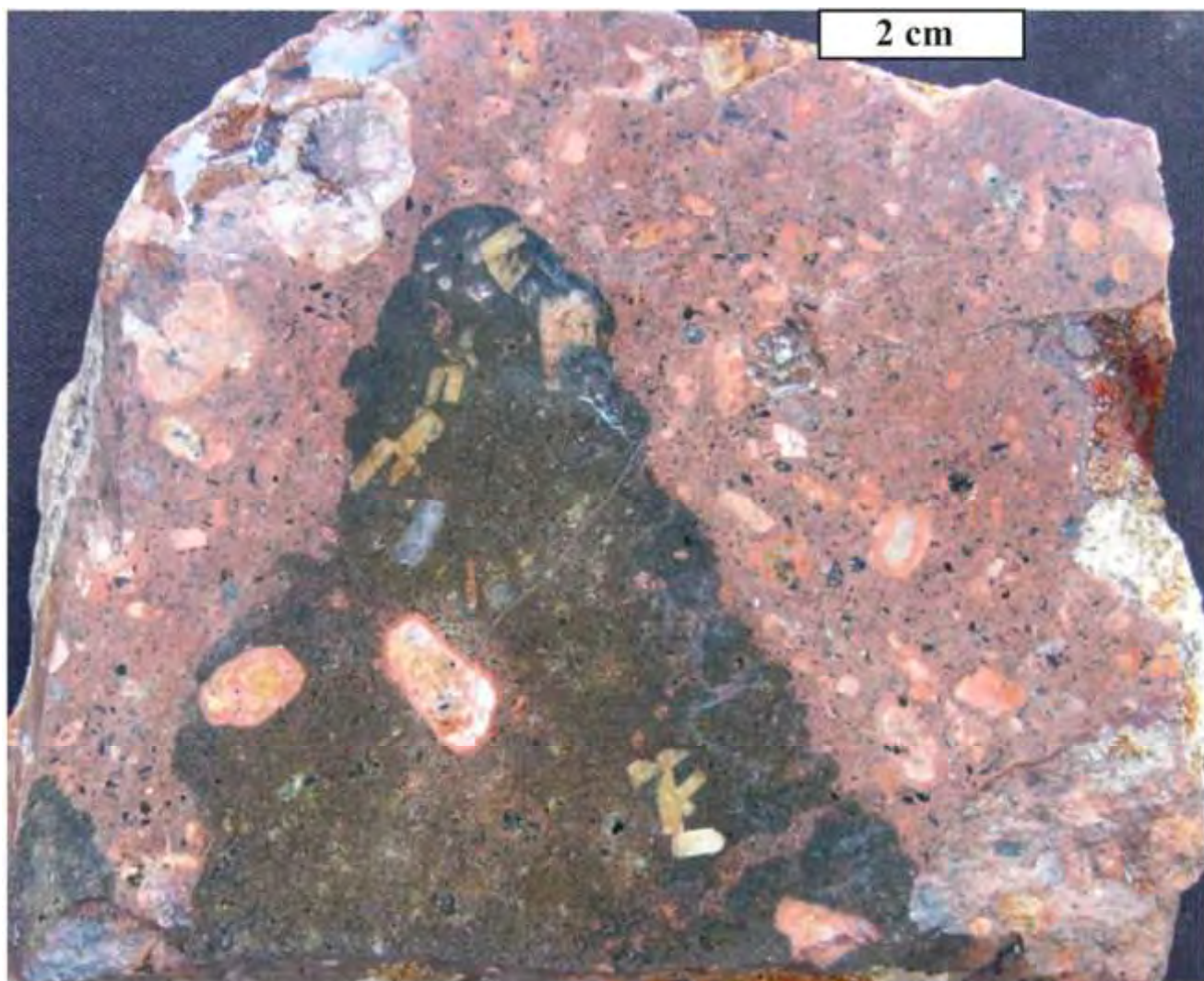


Рис. 2.4. Мафические включения в гранитоидном матриксе. Мудрюмский массив.

Учкошконский подкомплекс сложен тремя разновидностями пород, между которыми описаны как интрузивные контакты, так и постепенные переходы. Главными по объему являются крупнозернистые равномернозернистые биотитовые (в Мудрюмском и Сарыбулакском массивах участками биотит-амфиболовые)



лейкограниты. Среди крупнозернистых гранитов встречаются участки резко порфиroidных мелко- среднезернистых биотитовых гранитов с редкими (менее 50%) крупными (1-2 см) вкрапленниками калишпата. Более поздними являются миароловые биотитовые гранит-порфиры, кварцевые порфиры с кокардами турмалина. Этот набор пород является чрезвычайно устойчивым и повторяется практически во всех массивах независимо от их размеров. Особняком стоят амфибол содержащие граниты Акчийского штока и Коккиинский массив сложенный очень своеобразными крупнозернистыми миароловыми амфибол-биотитовыми лейкогранитами. Минеральный состав крупнозернистых гранитов Учкошконского массива: олигоклаз (25%), калиевый полевой шпат (35%), кварц (30-33%), биотит (2-5%). Акцессории: магнетит, апатит, циркон, мусковит, турмалин, флюорит. Миароловые лейкогранит-порфиры отличаются повышенным содержанием кварца (35-40%) и еще более сильным преобладанием калишпата над плагиоклазом (40 и 20%, соответственно). Среди акцессорных фаз иногда появляются топаз и касситерит. Появление амфиболсодержащих гранитов в Мудрюмском и Сарыбулакском массивах, вероятно, связано с усвоением материала карбонатных пород, с которыми контактируют эти интрузии. Для некоторых интрузий характерны ксенолиты субщелочных диоритоидов (Сарыбулакский массив). Дайковый комплекс представлен турмалиновыми кварцевыми порфирами, онгориолитами. Следует также отметить чрезвычайно интересные дайки кварцевых диорит- и монцонит-порфиров, секущие Мудрюмский и Коккиинский массивы. Ряд особенностей - неравновесные минеральные ассоциации, наличие резорбированных вкрапленников кварца и плагиоклаза - говорит в пользу гибридного происхождения этих пород в результате смешения сосуществующих основных и кислых магм. Фотография мафического базальтоидного включения в составной дайке в Мудрюмском массиве с признаками минглинга показана на рис. 2.4. Фотографии образцов, иллюстрирующие текстуры главных типов пород Кокшаальского комплекса, включая овоидные рапакиви граниты, равномернoзернистые и турмалин-содержащие миаролитовые лейкограниты, приведены на рис. 2.5. Детальное петрографическое описание этих типов пород было опубликовано Соломовичем и Трифоновым (Solomovich, Trifonov, 2002). Лейкограниты Учкошконского подкомплекса характеризуются отчетливой геохимической специализацией на олово. С ними связано несколько месторождений олова и полиметаллов, наиболее крупные из которых Учкошконское и Сарыбулакское относятся

к касситерит-сульфидной формации (Соломович и Трифонов, 1989, 1990; Трифонов, Соломович, 1993; Павловский и др., 1977, 1998, 2010).

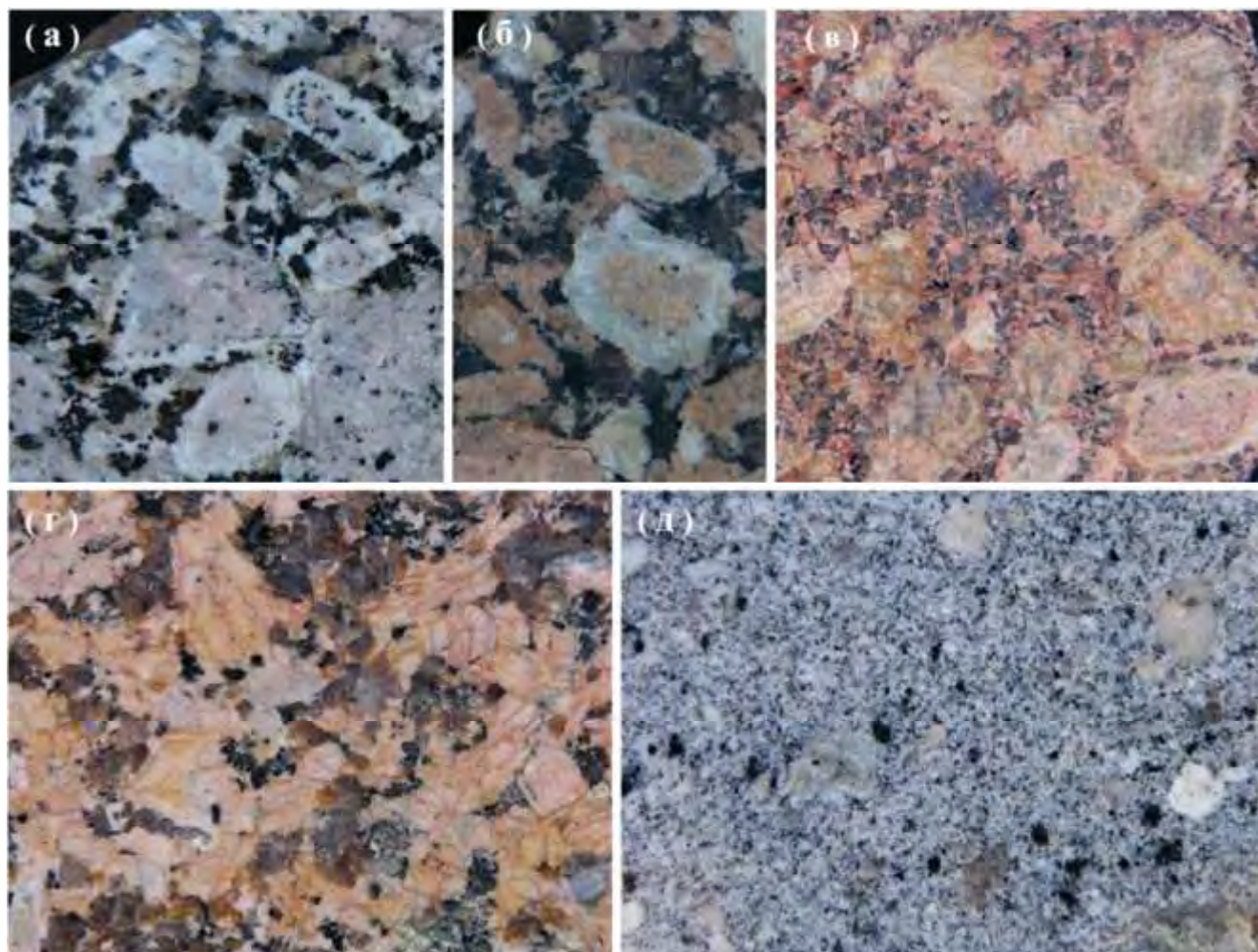


Рис. 2.5. Главные типы гранитоидов Кокшаальского комплекса (Джангартский и Учкошконский подкомплексы): (а, б) овоидные граниты рапакиви Джангартского массива, размер по горизонтали 6 и 4 см, соответственно, (в) лейкогранит Коккиинской интрузии с овоидами калишпата без плагиоклазовых отторочек (питерлит), размер – 4 см, (г) равномернoзернистый лейкогранит Учкошконского массива, размер – 7 см, (д) турмалин-содержащий миароловый гранит Мудрюмского массива, размер – 7 см.

**Суртекинский комплекс** щелочных и щелочноземельных сиенитов и карбонатитов включает несколько небольших и средних массивов, сосредоточенных (за исключением Суртекинского) в восточной части Кокшаальского сектора. Суртекинский массив обнажен на площади 20 км<sup>2</sup>, расположен на южном склоне Атбашинского хребта

и в структурном плане тяготеет к западной группе интрузий, в которую входят Мудрюмский и Акшийракский массивы. Он представляет собой кольцевую интрузию, сложенную шонкинитами, щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами (главная по объему фаза), кварцевыми сиенитами (Додонова, 1974; Осмонбетов, 1982; Соломович и Трифонов, 1989, 1990; Бискэ и др., 1996). Кайчинский, Айлагырский, Куюкапский массивы, а также Сарысайский карбонатитовый шток и нерасчлененный щелочной массив Пика Победы расположены к югу и востоку от Учкошконского рудного узла, причем первые два непосредственно в пределах Джангартского массива. В интрузиях восточной части Кокшаальского сектора преобладают щелочные сиениты. В Джангартском массиве тела щелочных сиенитов окаймлены мощными зонами (первые сотни метров) пород гибридного состава. Подобные же породы (мелко- и среднезернистые амфиболовые кварцевые сиениты) отмечены среди овоидных граносиенитов Акшийракского массива. Постепенные переходы между граносиенитами Джангартского подкомплекса и породами щелочного ряда, наличие явно неравновесных минеральных ассоциаций, по-видимому, объясняется смешением магм разного состава и свидетельствует о субсинхронности формирования щелочной и субщелочной серий. С Сарысайским карбонатитовым штоком связано рудопроявление тантало-ниобатов (Соломович и Трифонов, 1989, 1990; Трифонов, Соломович, 1993; Павловский и др., 1998, 2010).

### 2.2.1. Геохимия

Химические анализы главных типов магматических пород Джангартского и Учкошконского подкомплексов Кокшаальского комплекса приведены в таблице Б1 (Приложение Б). Концентрации петрогенных и редких элементов определены в лабораториях Ecole des Mines de Saint Etienne во Франции и GFZ в Потсдаме, Германия, а содержания F и В в Actlabs, Канада; аналитические методы описаны нами ранее (Konopelko et al., 2007).

Биотит-амфиболовые граниты и кварцевые монцониты (граносиениты со структурой «рапакиви») Джангартского и Акшийракского массивов характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  в диапазоне 64 - 68 вес. %. Это умеренно глиноземистые породы ( $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  мол. 0.87 - 0.93), которые отличаются высоким

содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  от 7.5 до 10.5 вес. % при  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  1.5 - 1.0) и резко обогащены железом по отношению к магнию ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  от 0.77 до 0.95) и соответственно попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий на диаграмме ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.6. а) и в поле пород толеитовой серии на диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{tot}})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.6. б, таблица Б1). Породы характеризуются повышенными содержаниями U, Th, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, LREE и F. Спектры распределения REE умеренно фракционированы с незначительным обогащением легкими REE и небольшими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.7.). Спектры распределения концентраций редких элементов, представленные на мультикатионных диаграммах (рис. 2.7.), демонстрируют обогащение литофильными элементами и отчетливые отрицательные аномалии Ba, Sr, P и Ti, а также несколько менее выраженные отрицательные аномалии Nb и Ta.

Содержания  $\text{SiO}_2$  в лейкогранитах варьируют в диапазоне 69-75 вес. %. Эти породы также отличаются калиевой специализацией ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  7.8-9.0 вес. % и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  1.2-2.1) и, в основном, попадают в поле щелочно-известковой серий на диаграмме ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.6. а, таблица Б1). Они характеризуются умеренно глиноземистыми составами или слабо пересыщены глиноземом (ASI 0.92-1.16, таблица Б1). Лейкограниты обеднены Ca и резко обогащены железом по отношению к магнию ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  от 0.8 до 0.95, рис. 2.6. б). Они характеризуются пониженными содержаниями Ba и Sr, и высокими концентрациями Rb и высокозарядных катионов, что обуславливает правый наклон спектров распределения редких элементов на мультикатионных диаграммах с отчетливыми отрицательными аномалиями Sr, P и Ti (рис. 2.7.). Повышенные содержания Li (от 50 до 200 ppm) и F (до 0.61 вес. %) обусловлены присутствием в их составе литиевых слюд и, в некоторых случаях, топаза. Концентрации бора, определенные в 5 пробах, варьируют от 20 до 40 ppm. Повышенные содержания Sn в лейкогранитах (6 - 68 ppm) подчеркивают их геохимическую специализацию на олово (таблица Б1). Спектры распределения REE в лейкогранитах слабо фракционированы с незначительным обогащением легкими REE и характеризуются резкими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.7.). Характерными чертами являются уменьшение содержаний легких REE, увеличение содержаний тяжелых REE и резко выраженные отрицательные аномалии Eu в наиболее дифференцированных разновидностях лейкогранитов.

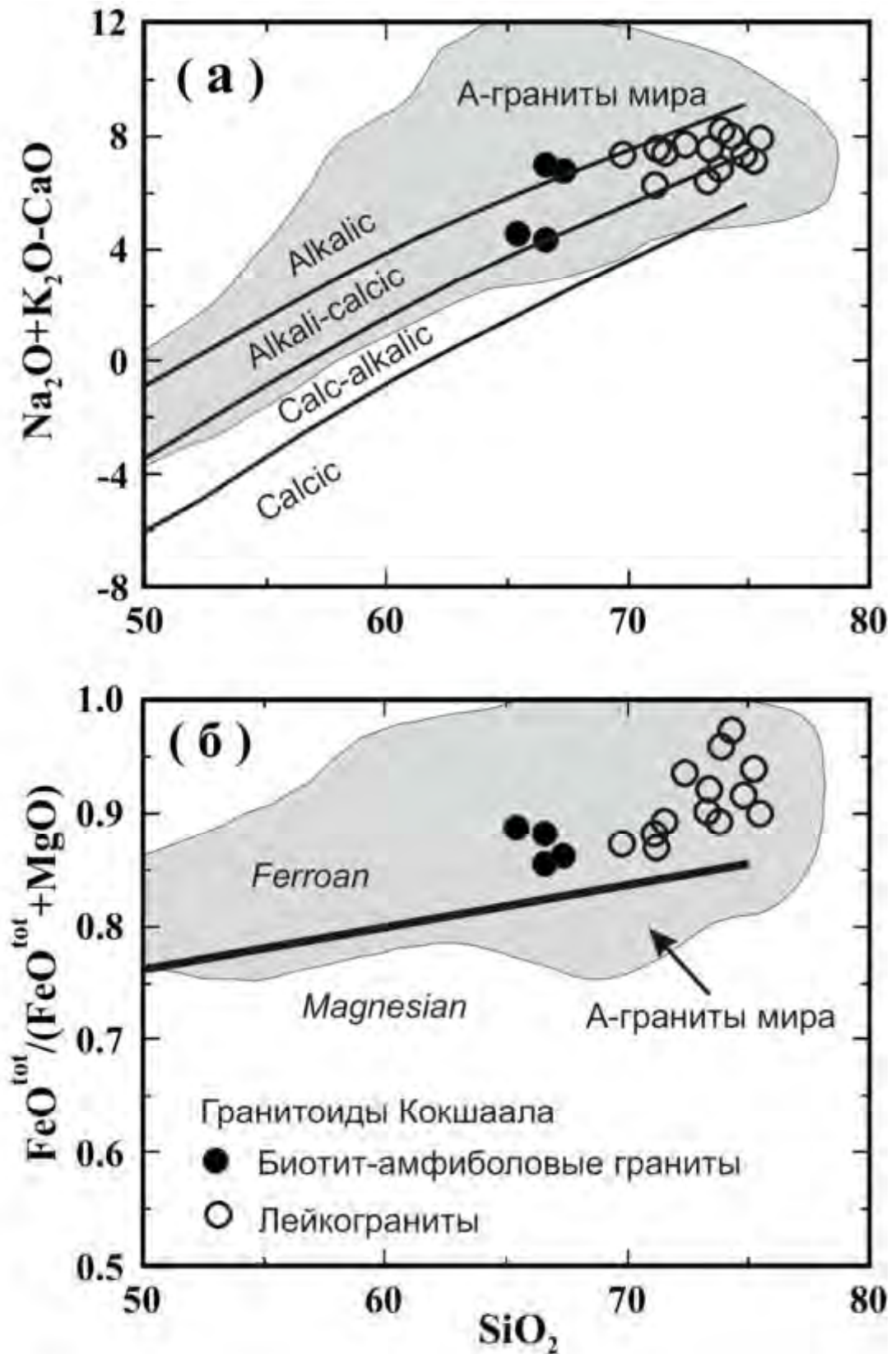


Рис. 2.6. Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на классификационных диаграммах:  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % (а) и  $\text{FeO} / (\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % (б), поля по Frost et al. (2001).



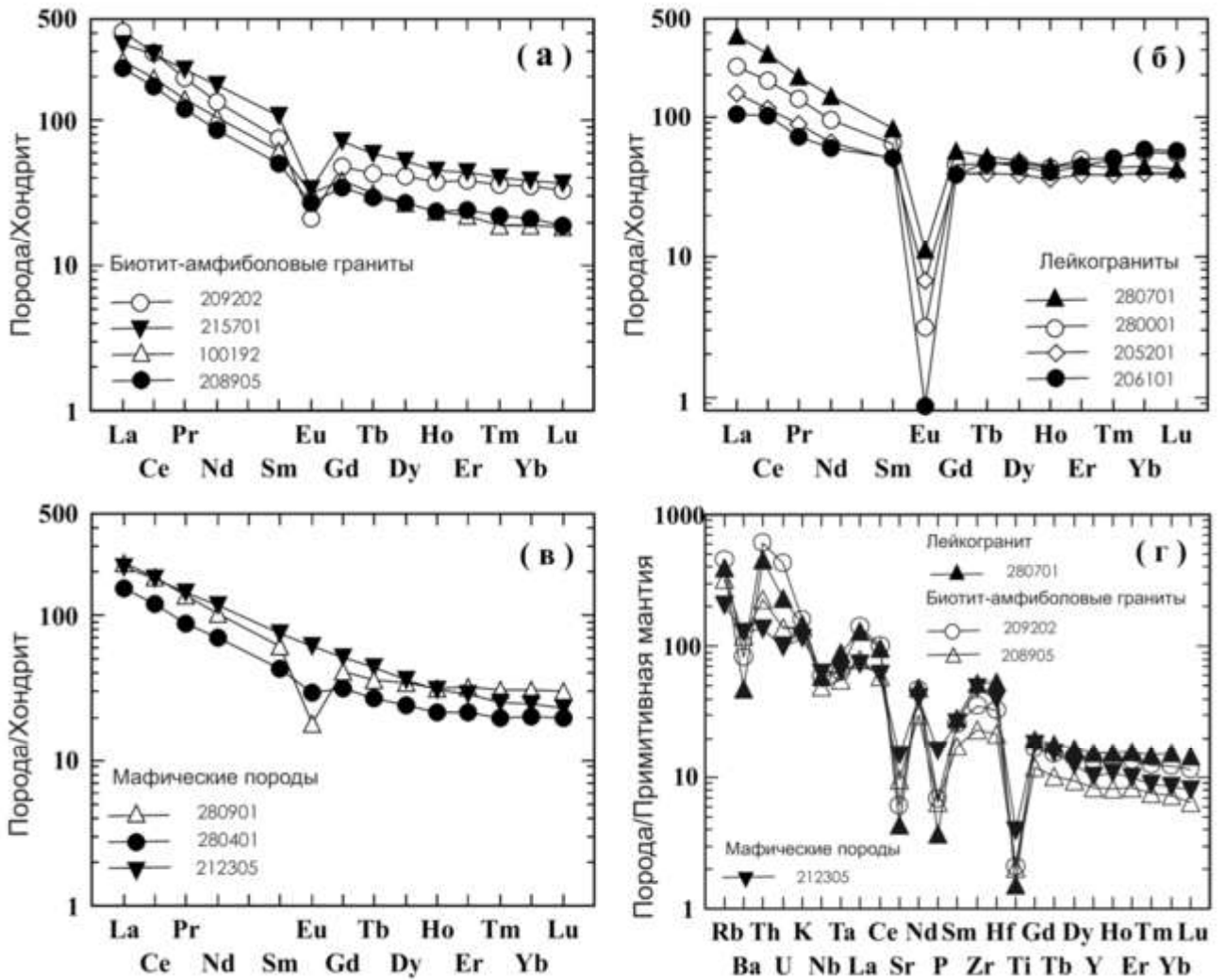


Рис. 2.7. Спектры распределения концентраций REE в магматических породах Кокшаальского комплекса, нормированные к хондриту: (а) биотит-амфиболовые граниты, (б) лейкограниты, (в) мафические породы; и спектры распределения концентраций редких элементов, нормированные к примитивной мантии (г). Для нормирования использовались значения концентраций по Sun and McDonough, (1989).

Мафические разновидности пород, ассоциирующие с кокшаальскими гранитами, обычно встречаются в виде небольших включений в гранитах. Составная дайка протяженностью 1000 м и мощностью 50 м с признаками одновременного внедрения основного и кислого расплава была задокументирована в Мудрюмском массиве (рис. 2.4.). Основные породы этой дайки (пр. 280401) соответствуют толеитовому габбро с относительно низким содержанием  $Al_2O_3$  (14.5 %), высоким  $Fe/(Fe+Mg)$  (0.62 при 56%  $SiO_2$ ) и повышенным содержанием  $TiO_2$  (1.8 %) (таблица Б1). Крупнозернистый

монцодиорит (пр. 212305) из интрузии Акташ имеет сходный состав (таблица Б1). Обе породы проецируются в поле толеитовой серии на диаграмме AFM и в поля внутриплитных базальтов на дискриминационных диаграммах. Спектры распределения REE в мафитах слабо фракционированы и характеризуются отсутствием или незначительными отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.7.). Спектры распределения концентраций редких элементов, представленные на мультикатионных диаграммах (рис. 2.7.), демонстрируют умеренное обогащение литофильными элементами и отсутствие отчетливых отрицательных аномалий Nb и Ta.

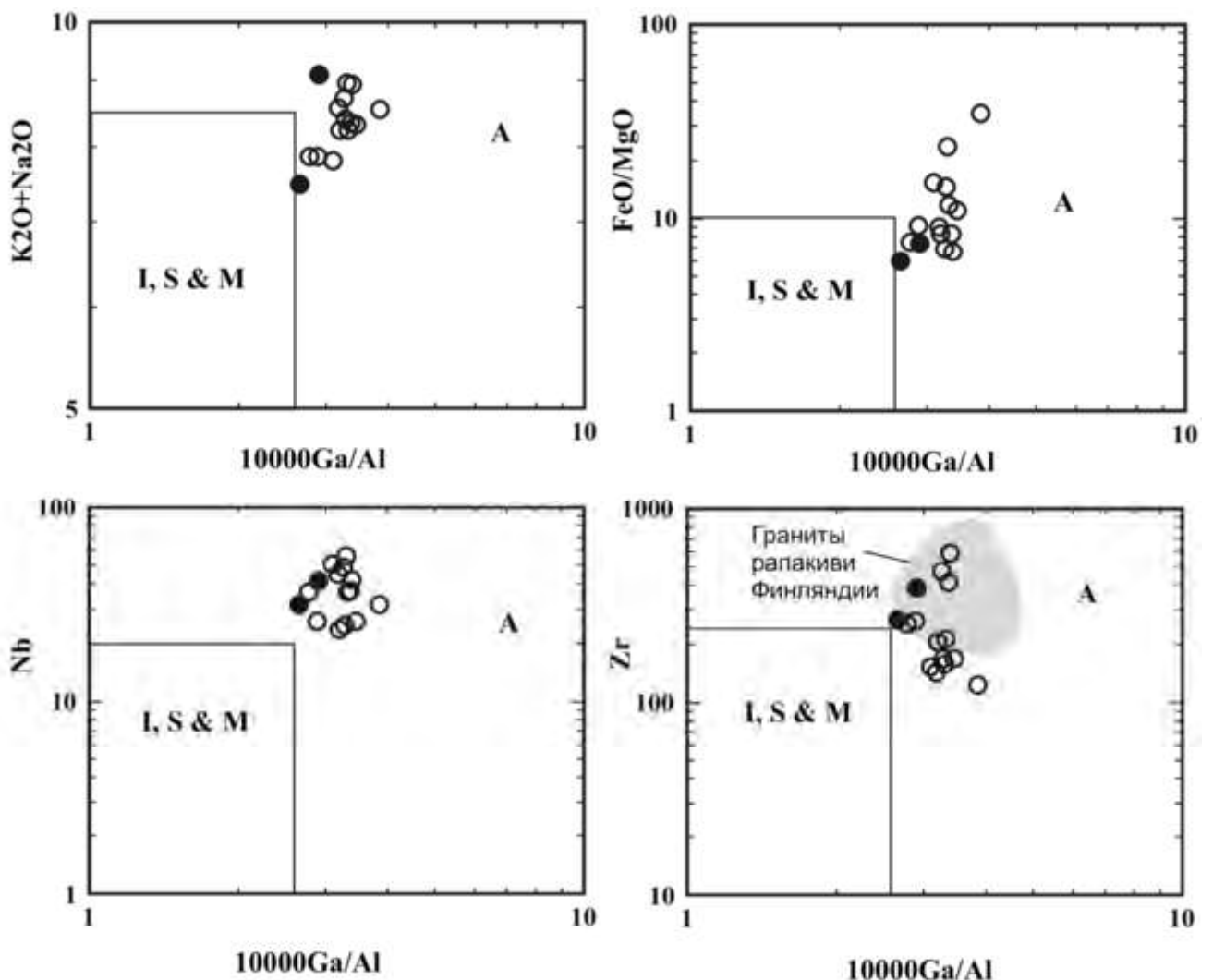


Рис. 2.8. Дискриминационные диаграммы Whalen et al. (1987)  $K_2O+Na_2O$ ,  $FeO/MgO$ , Nb и Zr vs.  $10000Ga/Al$ , иллюстрирующие принадлежность кокшаальских гранитов к А-типу. Для сравнения на диаграмме Zr vs.  $10000Ga/Al$  показано поле составов гранитов рапакиви Финляндии по данным Naarala et al. (2005).

Обе разновидности гранитов Кокшаальского комплекса отличаются весьма высокими отношениями Fe/Mg и умеренно глиноземистыми составами, что указывает на их сходство с гранитами А-типа. Повышенные отношения Fe/Mg являются одним из важнейших признаков А-гранитов. На диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs. вес. %  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.6. б) составы гранитов Кокшаала проецируются в поле средних составов А-гранитов мира по Frost et al. (2001). По редкоэлементному составу граниты Кокшаальского комплекса также соответствуют гранитам А-типа. Они содержат высокие концентрации высокочarged катионов и проецируются в поля внутриплитных гранитов на дискриминационных диаграммах. Кроме этого граниты Кокшаала также характеризуются повышенными отношениями  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ , что также является типичным для А-гранитов (рис. 2.8., таблице Б1).

### 2.2.2. Изотопный состав Nd в породах

Изотопный состав Nd был проанализирован в 8 пробах гранитов и 2 пробах мафических пород Кокшаальского комплекса. Для сравнения были также проанализированы 3 пробы ордовикских гранитов из Срединного и Северного Тянь-Шаня и гнейс Кочкорки из Северного Тянь-Шаня с возрастом  $1050 \pm 20$  млн лет (Киселев, 1999). Анализ изотопного состава Nd в валовых пробах выполнен на масс-спектрометре Finnigan в ИГГД РАН в С.-Петербурге. Детали аналитической процедуры опубликованы нами ранее (Konopelko et al., 2007). Результаты представлены в таблице В1 (Приложение В) и на диаграмме, показанной на рис. 2.9.

Магматические породы Кокшаала характеризуются относительно небольшим разбросом значений отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.1089-0.1286) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.512127-0.512506) за исключением пробы дифференцированного кварцевого порфира (206101). Породы Срединного и Северного Тянь-Шаня характеризуются более широким разбросом значений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.0778-0.12559) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.511808-0.512159). Все проанализированные породы имеют отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(t)$ . Кварцевый монзонит из массива Акташ отличается наиболее высоким значением  $\epsilon\text{Nd}(t)$  около 0. Значения  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в трех пробах амфибол-биотитовых гранитов из Джангартского и Акшийракского массивов варьируют от  $-6.8$  до  $-4.8$ . Пять проб лейкогранитов



Учкошконского, Коккиинского, Мудрюмского и Акташского массивов характеризуются большим разбросом значений  $\epsilon_{Nd}(t)$  от  $-5.9$  до  $-1.6$ .

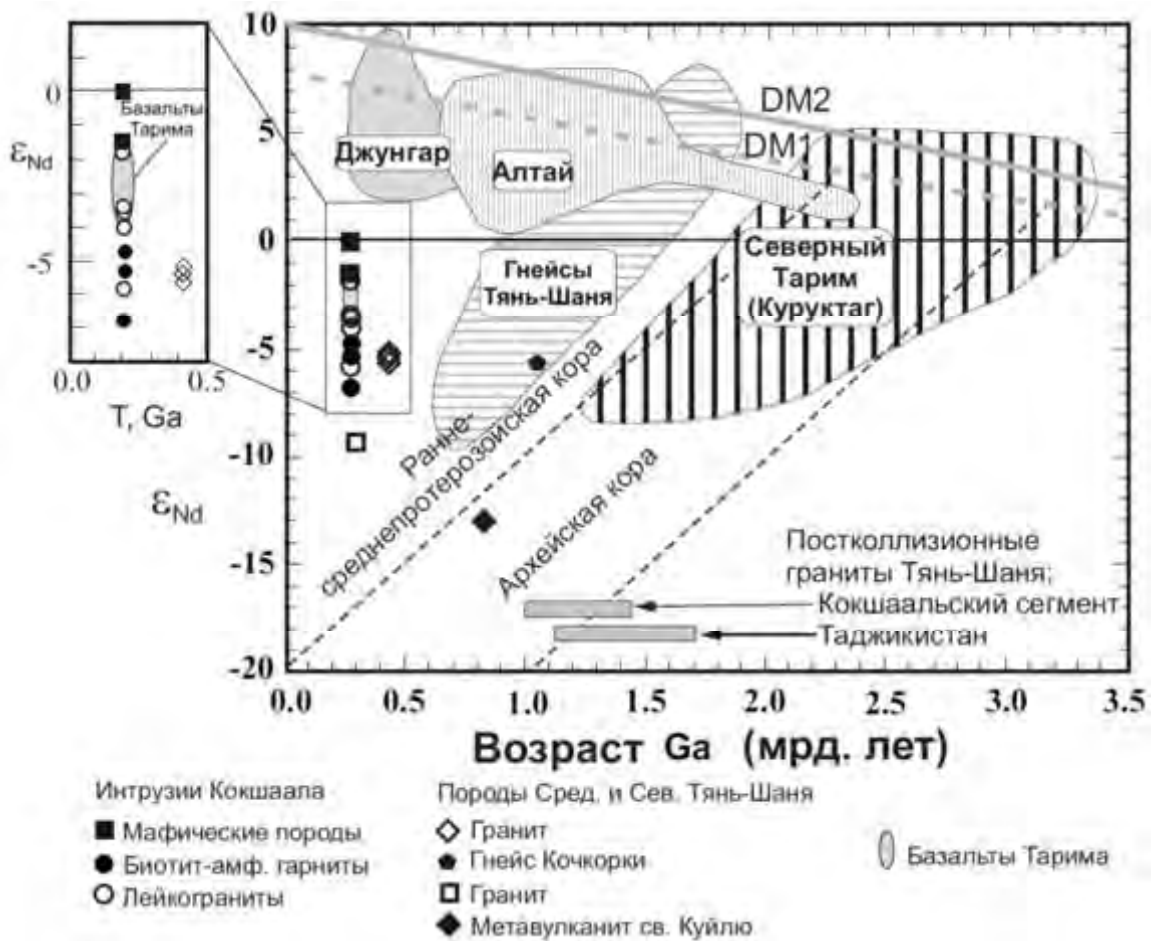


Рис. 2.9. Изотопные составы Nd в гранитоидах Кокшаальского сегмента и сопредельных районов на диаграмме  $\epsilon_{Nd}$  vs. Возраст кристаллизации. Поля изотопных составов Nd в породах Джунгара и Алтая, а также гнейсов Тянь-Шаня и северного Тарима (Куруктага) из работы Hu et al. (2000). Изотопный состав базальтов Тарима по данным Jiang et al. (2004). Диапазон модельных возрастов гранитоидов Кокшаальского сегмента показан вдоль горизонтальной оси, где для сравнения также показаны модельные возрасты гранитов соседних районов таджикского Тянь-Шаня по данным Konopelko et al. (2015, 2017). Поля эволюции составов ранне-среднепротерозойской и архейской коры по данным Jahn et al. (2000). Эволюция изотопного состава Nd в деплетированной мантии показана согласно модели DePaolo (1981) (DM1) и модели Jahn et al. (2000) (DM2).

Значения  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в 3 пробах ордовикских гранитов и в неопротерозойском гнейсе варьируют от  $-5.6$  до  $-4.9$ . Отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в гранитоидах Кокшаала указывают на их происхождение из ранне-мезопротерозойских коровых источников, что подтверждается их модельными возрастами  $T_{DM}$  в интервале 1.05-1.43 млрд лет, рассчитанными по модели DePaolo (1981). Это также справедливо для ордовикских гранитов.

### 2.2.3. Результаты U-Pb датирования цирконов

Возраст четырех пород Кокшаальского комплекса был определен с помощью U-Pb датирования цирконов *in situ*. Выбранные для датирования породы включали биотит-амфиболовый гранит со структурой «рапакиви» из интрузии Джангарт (пр. 209202), биотитовый лейкогранит из Учкошконского массива (пр. 206801), биотитовый лейкогранит из Мудрюмского массива (пр. 280001) и биотит-амфиболовый лейкогранит из Коккиинского массива (пр. 280701). Анализ U-Th-Pb изотопного состава цирконов был выполнен с помощью ионного микрозонда Cameca IMS 1270 в лаборатории NORDSIM Шведского Музея естественной Истории в Стокгольме. Детали аналитической процедуры были опубликованы нами ранее (Konopelko et al., 2007). Аналитические результаты и диаграммы с конкордией (Tera and Wasserburg, 1973, 1974) представлены в таблице B2 (Приложение B) и на рис. 2.10. Расчет возрастов производился с помощью программы Isoplot/Ex v. 2.05 (Ludwig, 1999). Цирконы, выделенные из четырех проб, представлены достаточно однородными хорошо ограниченными прозрачными или желтовато-коричневыми призматическими зернами с типичной магматической зональностью на катодолюминесцентных изображениях. Для датирования были выбраны удлиненные зерна цирконов размером 200-400 микрон.

Изотопные составы всех проанализированных зерен проецируются на линию конкордии или вблизи нее. Одиннадцать анализов зерен циркона из Джангартского массива позволяют вычислить средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $295 \pm 4$  млн лет (СКВО=0.32). Если три слабо дискордантных анализа исключить из расчетов, 8 оставшихся анализов позволяют вычислить конкордантный возраст  $296 \pm 4$  млн лет (СКВО=0.69). Пять анализов зерен циркона из Учкошконского массива позволяют вычислить средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $283 \pm 9$  млн лет (СКВО=0.46). Если 2

дискордантных анализа исключить из расчетов, 3 оставшихся анализа позволяют вычислить конкордантный возраст  $279 \pm 8$  млн лет (СКВО=4.9).

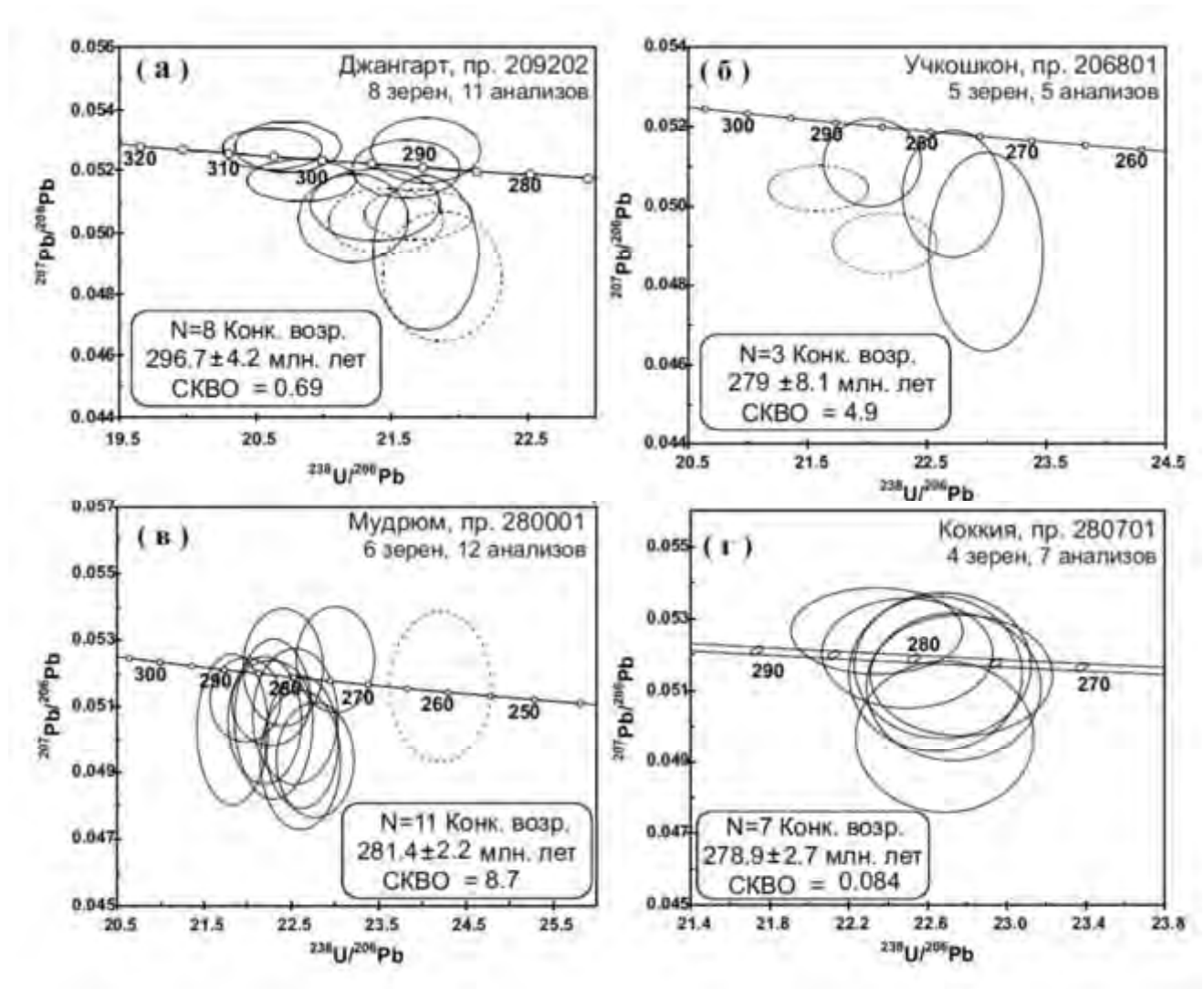


Рис. 2.10. Результаты U–Pb датирования гранитоидов Кокшаальского комплекса на диаграммах с конкордией: (а) Джангартский массив, (б) Учкошконский, (в) Мудрюмский, (г) Коккиинский. Пунктиром показаны эллипсы соответствующие анализам, исключенным из расчета возрастов. Номера проб как в таблице В2.

Все 12 анализов из Мудрюмского массива являются конкордантными и позволяют вычислить средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $280 \pm 6$  млн лет (СКВО=0.49). Однако, если исключить из расчетов один молодой возраст, 11 оставшихся анализов позволяют рассчитать конкордантный возраст  $281 \pm 2$  млн лет (СКВО=8.7). Семь анализов цирконов из Коккиинской интрузии позволяют рассчитать средневзвешенный

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $281\pm 7$  млн лет (СКВО=0.034) и конкордантный возраст  $281\pm 3$  млн лет (СКВО=0.084).

Конкордантные возрасты  $296\pm 4$  млн лет,  $279\pm 8$  млн лет,  $281\pm 2$  млн лет и  $281\pm 3$  млн лет интерпретируются нами как возраст кристаллизации цирконов из Джангартского, Учкошконского, Мудрюмского и Коккиинского массивов, соответственно. Возраст  $296\pm 4$  млн лет, полученный для Джангартского массива, совпадает в пределах ошибки с возрастом близкого по составу Акшийрякского массива ( $292\pm 3$  млн лет), который был также определен нами методом SHRIMP по цирконам (Kopopelko et al., 2006; Seltmann et al., 2011). Таким образом, формирование интрузий гранитов Кокшаальского комплекса происходило в интервале 295-280 млн лет, при этом овоидные гранитоиды Джангартского и Акшийрякского массивов, по-видимому, внедрились на 10-15 млн лет раньше, чем интрузии лейкогранитов.

#### 2.2.4. Петрогенезис гранитов

Интрузии Кокшаальского комплекса являются многофазными. Некоторые из них вмещают месторождения олова, связанные с грейзенизацией наиболее поздних дифференцированных лейкогранитов. Это указывает на индивидуальные особенности процессов дифференциации, которые могли существенно отличаться друг от друга в разных массивах. Геохимические данные, представленные в настоящей работе, позволяют выявить только общий эволюционный тренд характерный для массивов Кокшаальского комплекса. Этот общий тренд, являющийся типичным для А-гранитов, отражает последовательное формирование амфибол-биотитовых гранитов, биотитовых гранитов и топаз-содержащих лейкогранитов. В этой серии пород процессы дифференциации приводят к последовательному увеличению концентраций Si, Rb, Nb, F, Ga, Sn, HREE (а также  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ , ASI,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) и уменьшению содержаний Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Ba, Sr, Zr и LREE. Общей чертой кокшаальских гранитоидов является резкая обогащенность всех типов пород железом относительно магния, определяющая их принадлежность к толеитовой серии. Это объясняется эволюцией относительно сухих расплавов в восстановительной обстановке, которая препятствовала ранней кристаллизации магнетита и способствовала накоплению в расплавах железа. Вариации состава гранитов объясняются фракционированием калиевого полевого шпата в

комбинации с каким-либо недосыщенным глиноземом силикатом (обычно амфиболом) в сочетании с небольшими количествами апатита, циркона и алланита (Rämö and Naarala, 1995). Образование серий пород, наблюдаемых в Кокшаальском комплексе, в результате фракционирования калиевого полевого шпата и амфибола иллюстрируется трендами составов пород на вариационных диаграммах вес. %  $Al_2O_3$  vs. вес. %  $SiO_2$ , ppm Eu vs. вес. %  $SiO_2$  и ASI vs. вес. %  $SiO_2$ , показанных на рис. 2.11. а-в. Снижение концентраций  $Al_2O_3$  с ростом содержания кремнезема в породах обусловлено фракционированием породообразующих силикатов. При этом уменьшение концентраций Eu с ростом кремнезема указывает на то, что преобладающим процессом было фракционирование калиевого полевого шпата. Увеличение индекса глиноземистости ASI с ростом кремнезема свидетельствует о том, что фракционирование амфибола также являлось важным процессом. Это означает, что овоидные биотит-амфиболовые граниты Джангартского и Акшийракского массивов, по существу, представляют собой полевошпатовые кумулаты. Было предложено несколько механизмов образования А-гранитов, из которых наиболее обоснованными являются фракционирование мантийных базальтоидных расплавов, взаимодействие мантийных расплавов с коровыми породами и плавление нижних горизонтов континентальной коры (Rämö and Naarala, 1995; Bonin, 1996). А-граниты также могут формироваться в различных геодинамических обстановках, включая анорогенную и постколлизийную. Ебу (1990) выделил две группы гранитов А-типа: А1 и А2. Граниты, относящиеся к группе А1, имеют мантийное происхождение и формируются во внутриплитных (анорогенных) обстановках. Граниты, относящиеся к группе А2, образуются в результате плавления континентальной коры в различных геодинамических обстановках. На дискриминационных диаграммах Rb/Nb-Y/Nb и Y-Nb-Ce, предложенных Ебу (1990), точки составов гранитов Кокшаальского комплекса проецируются в поле гранитов А2 (рис. 2.12.), что подтверждает их образование в постколлизийной обстановке из корового источника. Изотопный состав Nd в гранитах Кокшаала также указывает на их происхождение в результате плавления средне-позднепротерозойской или более древней континентальной коры, возможно, в результате взаимодействия с некоторым количеством ювенильного мантийного вещества (рис. 2.9.). Изотопный состав свинца, определенный Chiaradia et al. (2006) в

валовых пробах пород и в полевых шпатах гранитов Кокшаала, также указывает на докембрийский коровый источник.

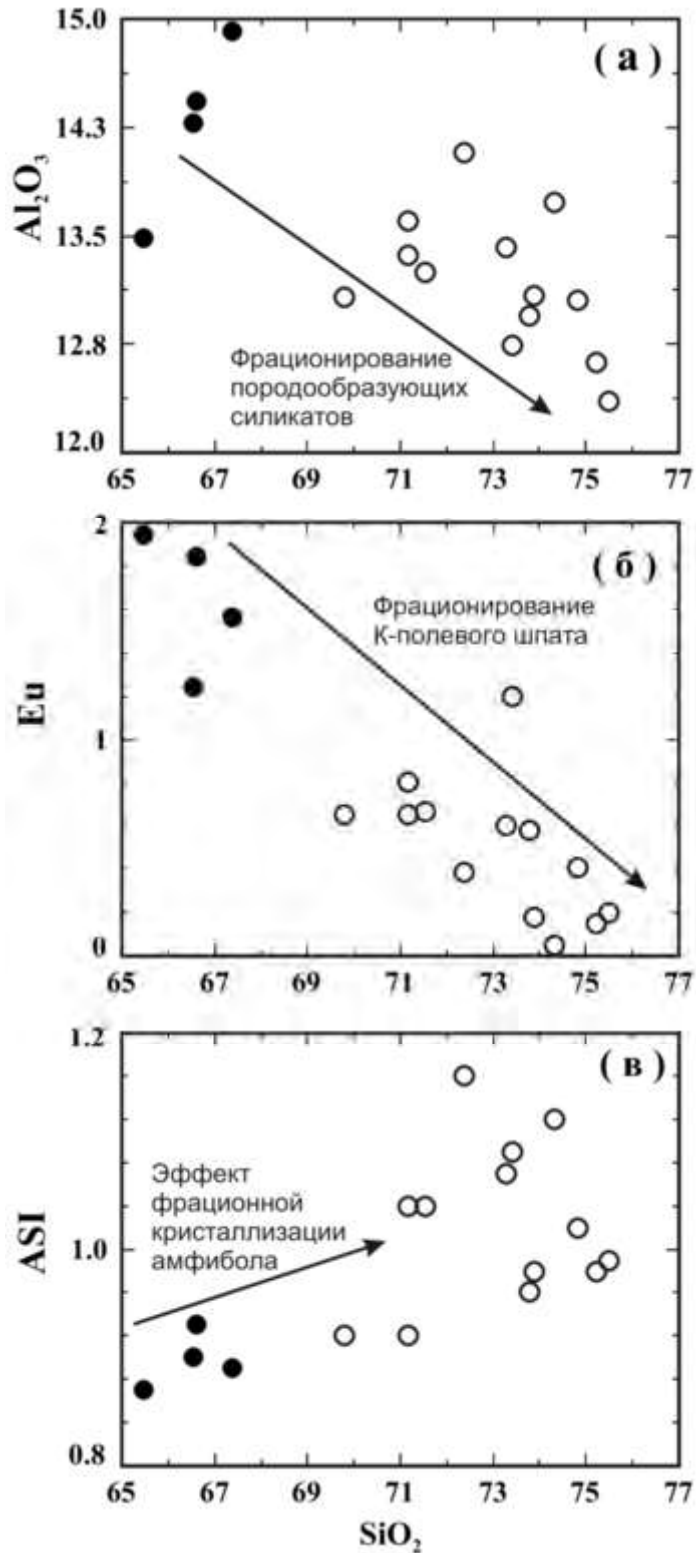


Рис. 2.11. Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на вариационных диаграммах: (a) wt.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. wt. %  $\text{SiO}_2$ , (б) Eu (ppm) vs. wt. %  $\text{SiO}_2$ , (в) ASI ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  мол.) vs. wt. %  $\text{SiO}_2$ . См. условные обозначения на рис. 6.

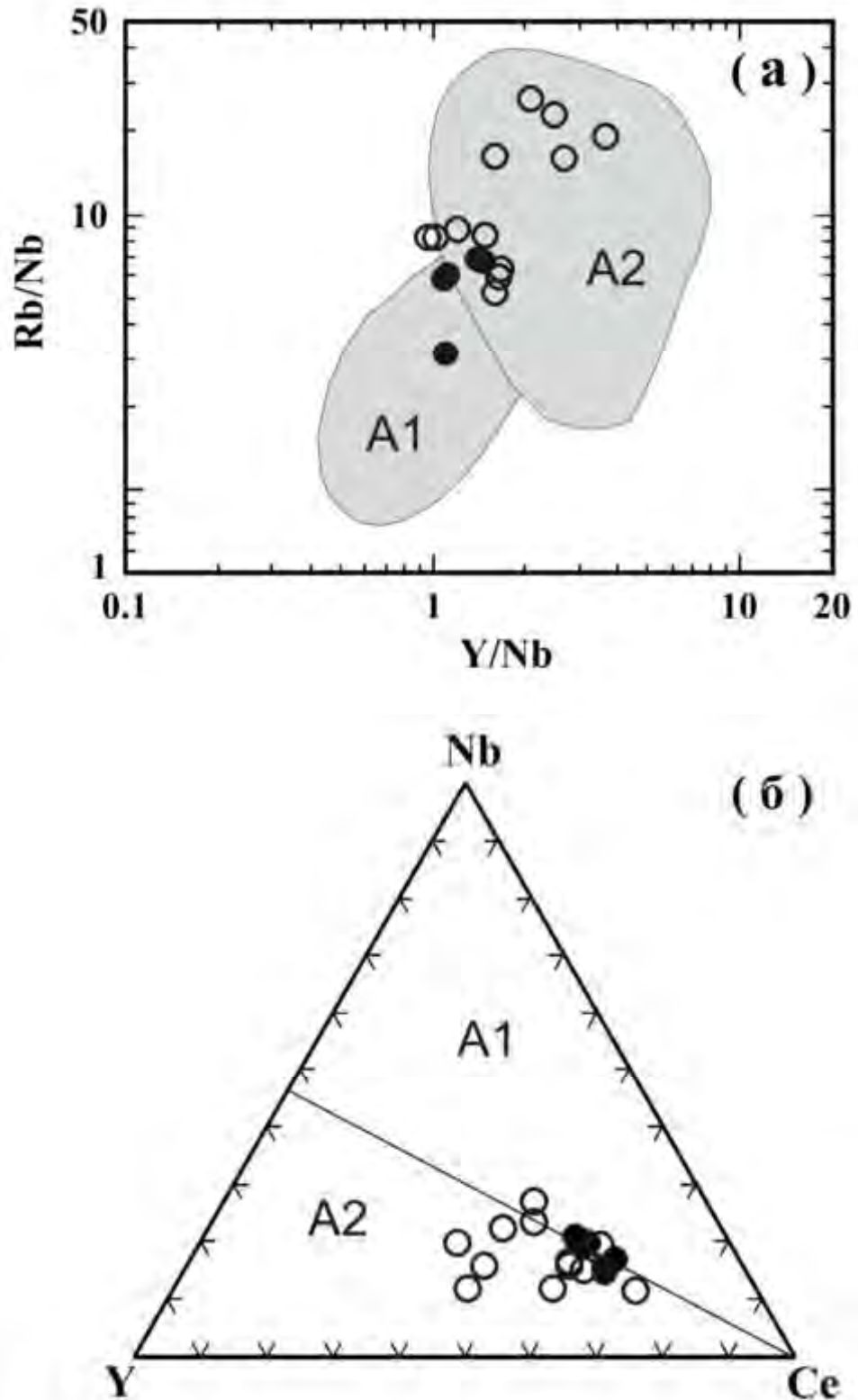


Рис. 2.12. Химические составы гранитоидов Кокшаальского комплекса на дискриминационных диаграммах  $Rb/Nb$  vs.  $Y/Nb$  (a) и  $Y-Nb-Ce$  (b). Поля А-гранитов, имеющих мантийное (A1) и коровое (A2) происхождение согласно Eby (1990).

В интрузиях А-гранитов Кокшаала установлены признаки одновременного внедрения с мафическими породами и щелочными сиенитами. Ассоциация с мафическими породами толеитовой серии в составе габбро-анортозит-рапакиви гранитной формации является типичной для докембрийских А-гранитов (e.g. Rämö and Naarala, 1995; Frost and Frost, 1997). Однако ассоциация со щелочными сиенитами более характерна для фанерозойских А-гранитов (Naarala et al., 2005). На территории Кыргызстана мафические породы, ассоциирующие с интрузиями А-гранитов, представлены сравнительно небольшими телами. Однако в северной на части Тарима на территории Китая описаны мощные толщи раннепермских бимодальных вулканитов с возрастными около 280 млн лет (Carrol et al., 2001; Jiang et al., 2004). Толеитовые и щелочные базальты в составе этих вулканических покровов могут представлять собой материал астеносферной мантии, подъем которой на постколлизийной стадии в результате андерплэйтинга обеспечил привнос тепла и плавление докембрийской коры Тарима с образованием А-гранитов. Значения  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в базальтах Тарима (от -3.7 до 0, Jiang et al., 2004) лишь незначительно выше значений  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в А-гранитах Кокшаала (рис. 2.9.), что указывает на смешение мантийного и корового компонентов в обеих сериях пород.

### **2.3. Малые интрузии дифференцированных лейкогранитов восточной части Кокшаала и известково-щелочные массивы в зоне Атбаши-Иньльчекского разлома**

Дифференцированные оловоносные лейкограниты, слагающие несколько малых интрузий в восточной части Кокшаала, описаны в составе Иньльчекского подкомплекса Кокшаальского регионального комплекса (Додонова, 1974; Осмонбетов, 1982; Трифонов, Соломович, 1993; Solomovich, Trifonov, 2002). Некоторые интрузии Иньльчекских лейкогранитов расположены в непосредственной близости от Атбаши-Иньльчекского разлома, в зоне которого размещаются массивы известково-щелочных гранитоидов (I-типа) Уланского и Теректинского комплексов (рис. 2.2. и 2.3). Массивы известково-щелочных гранитоидов расположены в зоне Атбаши-Иньльчекского разлома к северу от главного структурного шва Южнотяньшанской сутуры (то есть на территории Срединного Тянь-Шаня). Они вытянуты вдоль зоны разлома и ограничены с



юга структурным швом, параллельно которому в гранитоидах развита мощная зона бластокатаклизитов и милонитов. Фотография Теректинского известково-щелочного массива, обнажающегося в Сарыджазском хребте к северу от Атбаши-Иныльчекского разлома и Ташкоринского штока оловоносных лейкогранитов, примыкающего к линии разлома с юга, приведена на рис. 2.13. Так как изотопное датирование показало, что известково-щелочные гранитоиды и оловоносные лейкограниты формировались практически одновременно, в этом разделе дается сравнительная характеристика пород Теректинского и Иныльчекского комплексов и рассматривается возможный сценарий их образования.



Рис. 2.13. Находящиеся по разные стороны Атбаши-Иныльчекского разлома Теректинский известково-щелочной массив и Ташкоринский шток оловоносных лейкогранитов.

**Иныльчекский подкомплекс** включает небольшие по размерам интрузивы: Ташкоринский, Майдаадырский, Суходольский, Иныльчекский, Атджайляуский, Комсомольский, Майбашский, Джеткайский, расположенные в восточной части Кокшаальского сегмента ЮТШ (рис. 2.2. и 2.3.). Значительную по объему часть Иныльчекского подкомплекса составляют дифференцированные оловоносные редкометальные литий-фтористые граниты: субщелочные двуполевошпатовые и микроклин-альбитовые лейкограниты, амазонитовые граниты, онгониты и эльваны (Трифонов, Соломович, 1993; Solomovich, Trifonov, 2002). Некоторые массивы сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами, сходными по облику с гранитами Учкошконского подкомплекса. Следует отметить, что наименее дифференцированные граниты, описанные в составе Майдаадырского и Майбашского массивов, представлены амфибол-содержащими разновидностями с относительно пониженным содержанием кремнезема. По данным Байбулатова с соавторами (1973) главные типы пород, слагающие интрузии Иныльчекского комплекса, включают: 1) небольшие тела наиболее мафических амфибол и/или пироксен-содержащих монцонитов и гранитов, описанные в Комсомольском и Ташкоринском массивах. В Ташкоринском массиве участками такие включения небольшого размера (около 10 см) с признаками одновременного внедрения и геохимическими особенностями высокоглиноземистых толеитовых базальтов (таблица Б2) особенно распространены. 2) Крупнозернистые порфиридные биотитовые граниты и лейкограниты являются главной разновидностью в Майдаадырском и Ташкоринском массивах. Фотографии типичных биотитовых лейкогранитов из штока Ташкоро приведены на рис. 2.14. а и б. На этом рисунке также приведены фотографии грейзенизированных обогащенных турмалином лейкогранитов (рис. 2.14. в и г), которые показывают, как развивается процесс грейзенизации, приводящий к образованию богатых касситеритовых руд, изученных в штольне минерализованного участка Лесиистый (рис. 2.14. д и е). Среднезернистые биотитовые лейкограниты обычно секут крупнозернистые граниты в ташкоринском и Майдаадырском массивах и преобладают в интрузиях Иныльчек и Атджайляу. 3) Наконец, циннвальдит-содержащие лейкограниты слагают большую часть Суходольского и Комсомольского штоков. Эти породы часто характеризуются зеленоватой окраской благодаря наличию амазонита и содержат миароловые пустоты, наиболее крупные из которых часто выполнены циннвальдитом, полихромным турмалином и другими редкометальными фазами (Solomovich and

Trifonov, 2002). Наряду с касситерит-сульфидным оруденением (месторождение Сарыджаз, связанное с Ташкоринским штоком) с лейкогранитами Иныльчекского подкомплекса связано поле редкометальных пегматитов в осевой части одноименного хребта (Руб и Павлов, 1982).

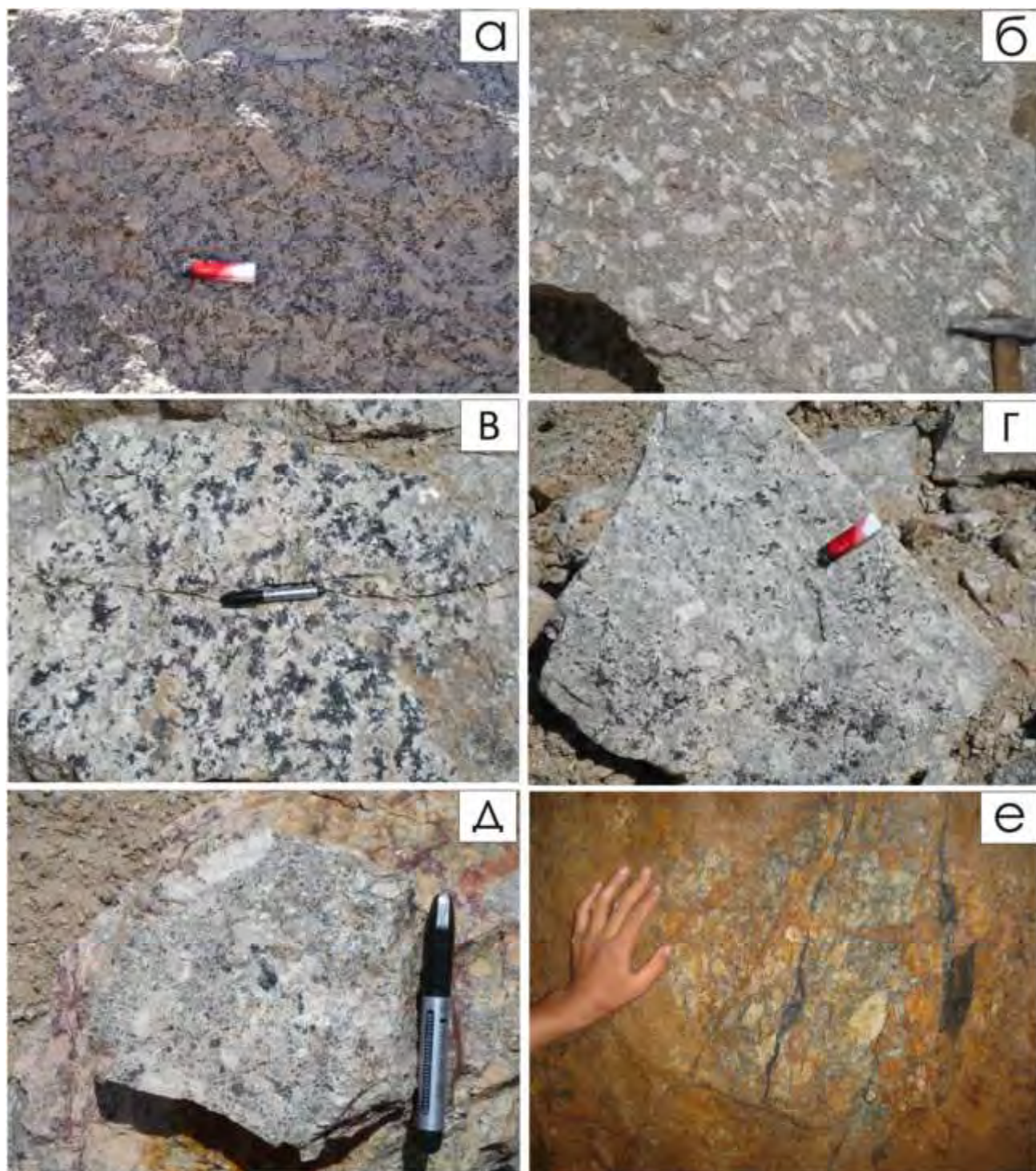




Рис. 2.14. Фотографии главных типов пород Ташкоринского штока: порфиридные лейкограниты с массивной (а) и трахитоидной (б) текстурой; (в) и (г) грейзенизированные обогащенные турмалином лейкограниты; (д) – интенсивно грейзенизированный лейкогранит; (е) - интенсивно грейзенизированный лейкогранит с рудными прожилками в штольне минерализованного участка Лесистый.

**Гранитоиды зоны Атбаши-Иныльчекского разлома. Уланский (Сонкульский) комплекс** представлен Уланским массивом, который ранее традиционно делился на Западно- и Восточно-Уланский массивы, относимые к Сонкульскому и Теректинскому комплексам, соответственно (Додонова, 1974; Осмонбетов, 1982). Оба массива расположены в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома и вытянуты вдоль него на 55 км при максимальной ширине 6 км. На юге они срезаются Атбаши-Иныльчекским структурным швом, параллельно которому в гранитоидах развита мощная зона бластокатаклизитов и милонитов. Северный контакт перекрыт аллювиальными отложениями р. Нарын. Западно-Уланский массив, отождествляемый с первой фазой комплекса, сложен габброидами, с отчетливыми признаками расслоенности. Следует отметить широкое распространение здесь оливиновых габбро-норитов и находки габброидов субщелочного ряда. Восточно-Уланский массив сложен амфибол-биотитовыми гранодиоритами, представляющими вторую фазу комплекса. Контакт между породами первой и второй фаз скрыт под аллювиальными отложениями р. Улан. В зоне контакта гранодиориты второй фазы вмещают небольшие тела пегматитов, содержащих турмалин и гранат. Гранодиориты представляют собой средне-крупнозернистые породы с резко идиоморфной роговой обманкой, богатые акцессорными минералами. Их минеральный состав: плагиоклаз (40-60%), кварц (15-25%), калишпат (0-20%), биотит (5-15%), амфибол (0-15%). Акцессории: апатит, магнетит, сфен, циркон, ортит. На диаграмме Штрекайзена породы массива попадают в поля диорита, монцодиорита и их кварцевых разновидностей, а также плагиогранита, гранодиорита и адамеллита, что соответствует классическому тренду известково-щелочной серии. С породами Уланского массива связаны проявления полиметаллов и золота. Следует отметить, что амфибол-биотитовые гранодиориты встречены также в составе Теректинского массива и Бешмойнокских тел. Гранодиориты резко отличаются

от преобладающих в этих массивах лейкократовых биотитовых адамеллитов и рассматриваются нами в рамках Уланского комплекса.



Рис. 2.15. Включение диоритоидного состава в гранодиорите Теректинского массива, опробованное для датирования по цирконам.

К Теректинскому комплексу относятся биотитовые адамеллиты, слагающие основную часть Теректинского массива, расположенного на южном склоне Сарыджазского хребта по правобережью р. Иныльчек и вытянутого на 87 км при ширине от 6,5 до 0,5 км. Контакты массивов повсеместно тектонические. В строении Теректинского массива по данным Осмонбетова (1982) также принимают участие амфибол-биотитовые гранодиориты, гранат-содержащие мигматиты и мусковитовые граниты, многочисленные включения диоритов, и ксенолиты кристаллосланцев, гнейсов, амфиболитов. Минеральный состав гнейсовидных и порфириовидных

биотитовых гранитов: олигоклаз (30-50%), микроклин (20-40%), кварц (20-30%), биотит (5-10%). Акцессории: магнетит, циркон, сфен, апатит, ортит. Породы массива относились различными авторами к трем или четырем интрузивным фазам. Адамеллиты Теректинского комплекса не имеют отчетливой металлогенической специализации. Бешмойнокские тела сложены милонитизированными лейкократовыми адамеллитами, сложенными кислым плагиоклазом (30%), микроклином (25%), кварцем (40%), а также небольшими количествами биотита, мусковита и магнетита (менее 1%). Осмонбетов и др. (1982) рассматривали Теректинский массив в качестве моногенной интрузии. Однако, Грищенко (1985) выделил в пределах массива два комплекса: Каиндыбулакский предположительно силурийского возраста и Теректинский карбоновый. К Каиндыбулакскому комплексу были отнесены интенсивно катаклазированные и милонитизированные граниты с многочисленными ксенолитами метаморфических пород и включениями диоритов, кварцевых диоритов и монцодиоритов. Менее деформированные однородные граниты были отнесены к Теректинскому комплексу. Для того чтобы изучить геохимические особенности и датировать обе эти серии пород нами были отобраны пробы из крупного включения амфиболовых диоритов и из типичного порфиroidного амфибол-биотитового гранодиорита (рис. 2.15.).

### 2.3.1. Результаты U–Pb датирования цирконов

Для датирования U-Pb методом по цирконам были выбраны 5 разновидностей пород. Две пробы гранитоидов Теректинского комплекса включают типичный амфибол-биотитовый слабо гнейсовидный гранит (пр. 416000) и амфиболовый диорит из крупного (диаметром около 50 м) включения в гранитах (пр. 416705). Три пробы представляют Иныльчекский комплекс и включают крупнозернистый порфиroidный амфибол-биотитовый гранит из штока Ташкоро (пр. 416506), равномернозернистый гранит минерализованного участка Лесистый из Иныльчекского штока (пр. 416801) и лейкогранит Майдадырского массива (пр. 416803).

Возраст 5 гранитоидов Иныльчекского комплекса был определен с помощью U-Pb датирования цирконов *in situ*. Анализ U-Th-Pb изотопного состава цирконов был выполнен с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II в лаборатории ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге. Детали аналитической процедуры были опубликованы нами ранее

(Konopelko et al., 2009). Аналитические результаты и диаграммы с конкордией (Tera and Wasserburg, 1974) представлены в таблице В3 и на рис. 2.16. Расчет возрастов производился с помощью программы Isoplot/Ex v. 2.05 (Ludwig, 1999).

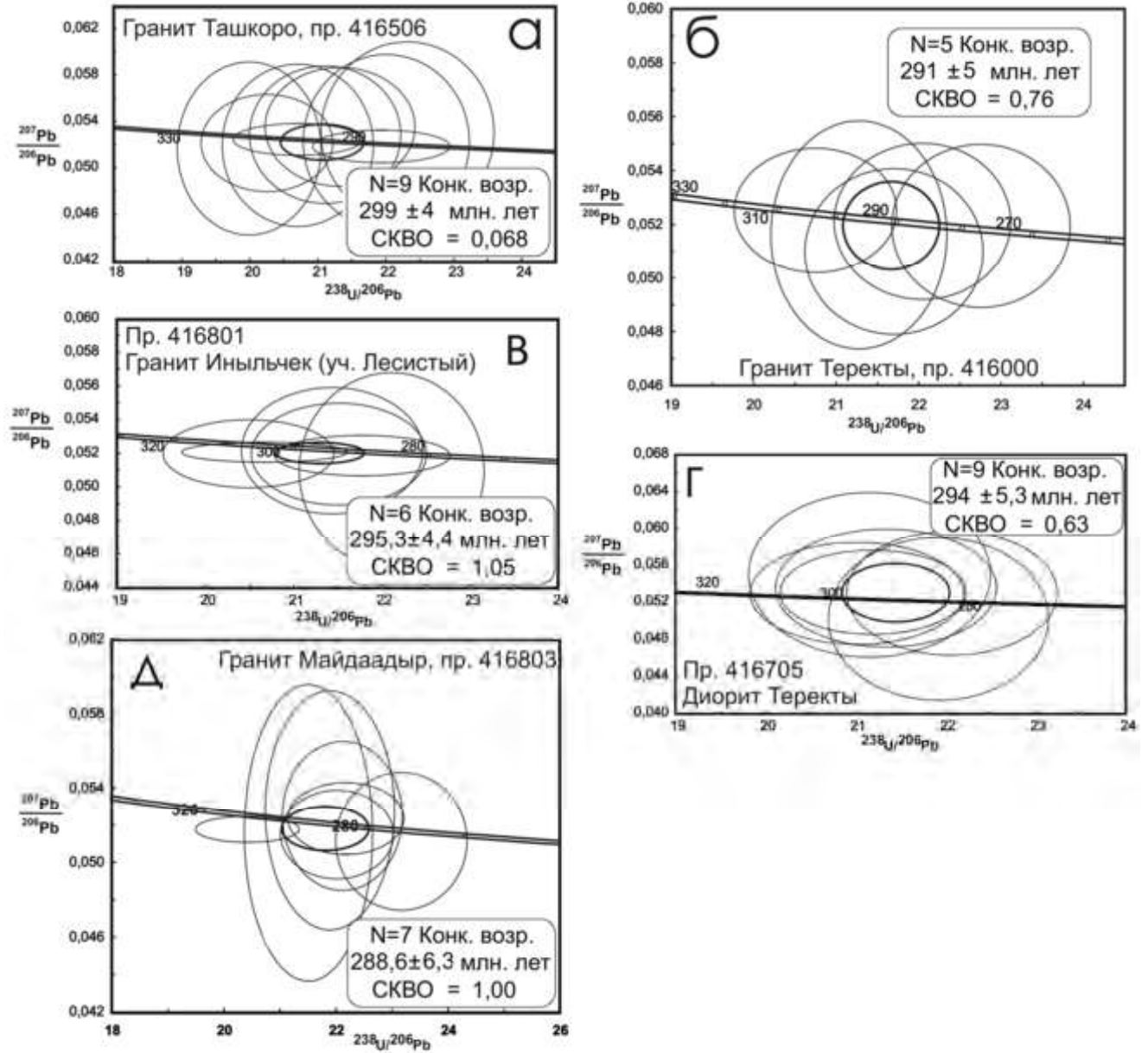


Рис. 2.16. Результаты U–Pb датирования гранитоидов Иныльчекского и Терктинского комплексов на диаграммах с конкордией: (а) гранит Ташкоринского штока, (б) гранит Иныльчекского массива из минерализованного участка Лесистый, (в) гранит Майдаадырского массива, (г) гранит и (д) диорит Теректинского массива. Номера проб как в таблице В3.

Цирконы, выделенные из 5 проб, представлены достаточно однородными хорошо ограниченными призматическими зернами размером 200-400 микрон с типичной магматической зональностью на катодолюминесцентных изображениях.

Девять анализов *in situ* были выполнены в 9 зернах циркона из амфибол-содержащего гранита штока Ташкоро (пр. 416506). Изотопные составы всех проанализированных зерен являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $299 \pm 4$  млн лет (СКВО=0.068).

Шесть анализов выполненные в 6 зернах циркона выделенных из гранита минерализованного участка Лесистый в штоке Иныльчек (пр. 416801) также являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $295 \pm 4$  млн лет (СКВО=1.05).

Восемь анализов выполненные в 8 зернах циркона выделенных из гранита Майдадырского массива также проецируются на линию конкордии или вблизи нее. Если один слабо дискордантный анализ исключить из расчетов, остальные 7 анализов позволяют рассчитать конкордантный возраст  $289 \pm 6$  млн лет (СКВО=1.00).

Пять анализов выполненные в 6 зернах циркона выделенных из гранита Теректинского массива (пр. 416000) являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $291 \pm 5$  млн лет (СКВО=0.094).

Шесть анализов выполненные в 6 зернах циркона выделенных из гранита Теректинского массива (пр. 416705) также являются конкордантными и позволяют вычислить конкордантный возраст  $294 \pm 5$  млн лет (СКВО=0.63).

Таким образом, для всех пяти проб гранитоидов получены конкордантные возрасты, которые интерпретируются как возраст кристаллизации соответствующих интрузий. Обращает внимание, что для всех пяти пород получены близкие возрасты в интервале 299 – 289 млн лет, которые совпадают в пределах ошибки измерения.

### 2.3.2. Геохимия

Химические анализы главных типов магматических пород Теректинского и Иныльчекского комплексов приведены в таблице Б2. Концентрации петрогенных и редких элементов определены в лаборатории ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге; аналитические методы описаны нами ранее (Konopelko et al., 2009). Для того чтобы



полнее охарактеризовать геохимические особенности пород мы также вынесли на диаграммы анализы химического состава пород из отчетов о геологической съемке, включая сводки Додоновой, 1974; и Грищенко (1985), а также аналитические результаты опубликованные Solomovich and Trifonov (2002).

На классификационной диаграмме TAS (Middlemost, 1994) составы гранитоиды обоих комплексов попадают в поля диорита, гранодиорита и гранита, образуя тренд в поле субщелочной серии (рис. 2.17. а). Исключением являются граниты штока Ташкоро, которые проецируются в поле щелочной серии. Гранитоиды Теректинского комплекса резко отличаются от гранитоидов Иныльчекского комплекса по значениям отношений  $\text{FeO}/\text{MgO}$ , что хорошо видно на диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs. вес.%  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.17. б), на которую нанесено поле средних составов А-гранитов мира по Frost et al. (2001). Большинство пород Иныльчекского комплекса характеризуются очень высокими значениями  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  от 0.8 до 1.0 и проецируются в поле гранитоидов толеитовой серии (железистых) и в поле гранитов А-типа, тогда как большая часть составов пород Теректинского комплекса попадает в поле гранитоидов известково-щелочной серии (магнезиальных). На диаграмме  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$  (ат.) vs.  $10000*\text{Ga}/\text{Al}$  (рис. 2.17. в) гранитоиды обоих комплексов попадают в поле субщелочной серии. Однако они существенно отличаются друг от друга по значению отношений  $\text{Ga}/\text{Al}$ : гранитоиды Теректинского комплекса проецируются на этой дискриминационной диаграмме в поле М-, I- и S-гранитов, а точки составов Иныльчекских пород попадают в поле А-гранитов. На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  мол. vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.17. г) породы обоих комплексов попадают в поле умеренно глиноземистых составов или слабо пересыщены глиноземом (ASI до 1.15), однако, обращает внимание, что большая часть пород Иныльчекского комплекса пересыщена глиноземом. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  vs.  $10000*\text{Ga}/\text{Al}$  еще раз показывает, что гранитоиды Теректинского комплекса характеризуются пониженными значениями отношений  $\text{Ga}/\text{Al}$ , по сравнению с гранитоидами Иныльчекского комплекса (рис. 2.18. а). Кроме того, гранитоиды Иныльчекского комплекса имеют отчетливую специализацию на олово (от 10 до 100 ppm), в то время как гранитоиды Теректинского комплекса характеризуются кларковыми значениями содержания олова менее 5 ppm (рис. 2.18. б).

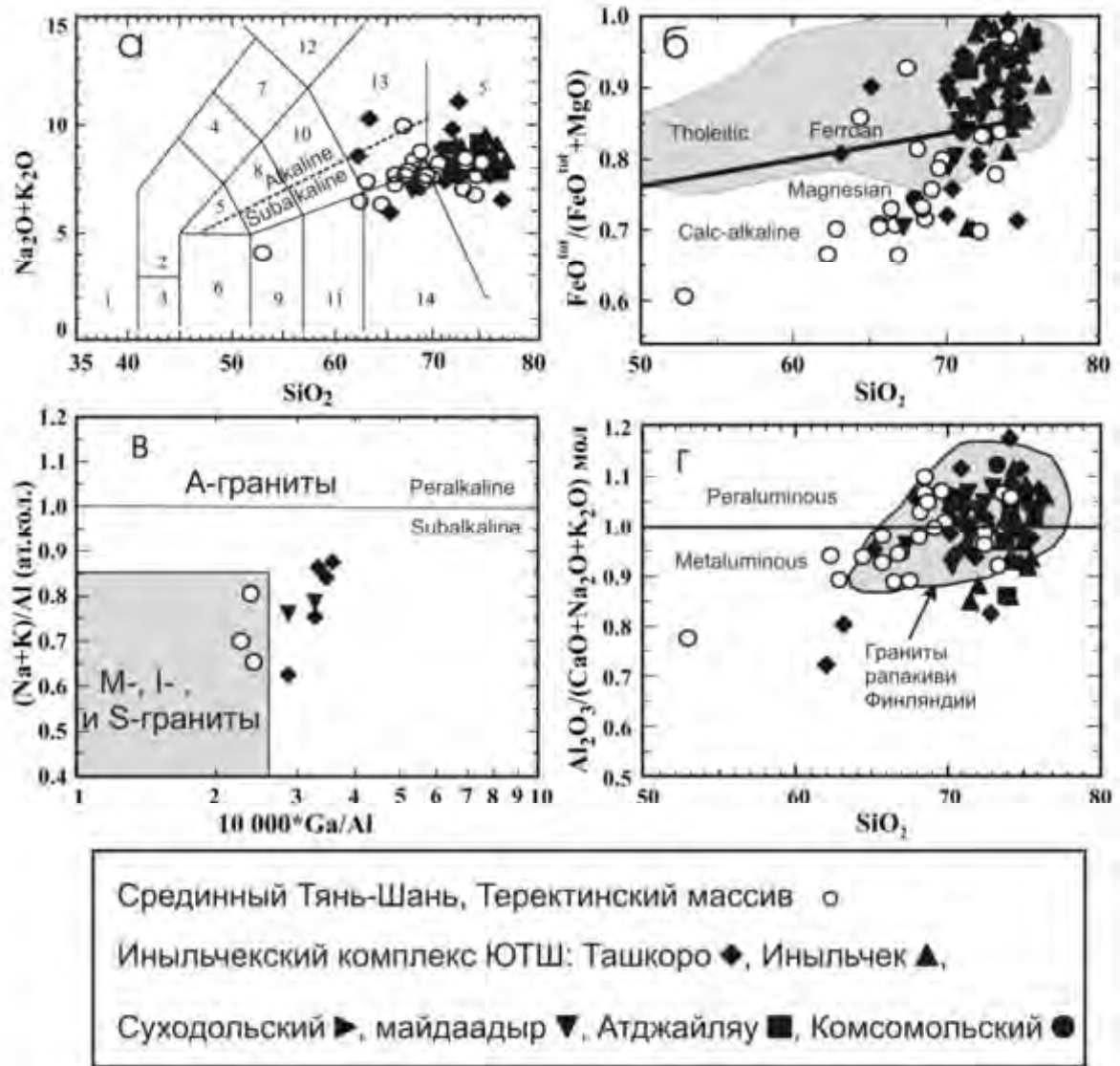


Рис. 2.17. Химические составы гранитоидов Иньльчекского и Теректинского комплексов на классификационных и дискриминационных диаграммах: (а) диаграмма TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, названия полей по Middlemost (1994): 1 – фойдолит, 2 – фельдшпатоидное габбро, 3 – габбро-перидотит, 4 – фельдшпатоидный монцодиорит, 5 – монцогаббро, 6 – габбро, 7 – фельдшпатоидный монцосиенит, 8 – монцодиорит, 9 – габбро-диорит, 10 – монцонит, 11 – диорит, 12 – фельдшпатоидный сиенит, 13 – сиенит и кварцевый монцонит, 14 – гранодиорит, 15 – гранит; (б) диаграмма  $\text{FeO}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % с серым полем составов А-гранитов мира по Frost et al. (2001); (в) дискриминационная диаграмма  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$  (ат.кол.) vs.  $10\,000\text{ Ga}/\text{Al}$  по Whalen et al. (1987); (г) индекс глиноземистости ASI ( $=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$  мол.) vs.  $\text{SiO}_2$  с полем составов гранитов рапакиви Финляндии (по Rämö and Naapala, 1995).

Спектры распределения REE в гранитоидах Теректинского комплекса умеренно фракционированы и характеризуются небольшими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.19. а). Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Теректинского комплекса, представленные на мультикатионных диаграммах (рис. 2.19. а), демонстрируют умеренное обогащение литофильными элементами и отчетливые отрицательные аномалии высокозарядных катионов Nb, Ta и Ti, что является типичным для островодужных гранитоидов.

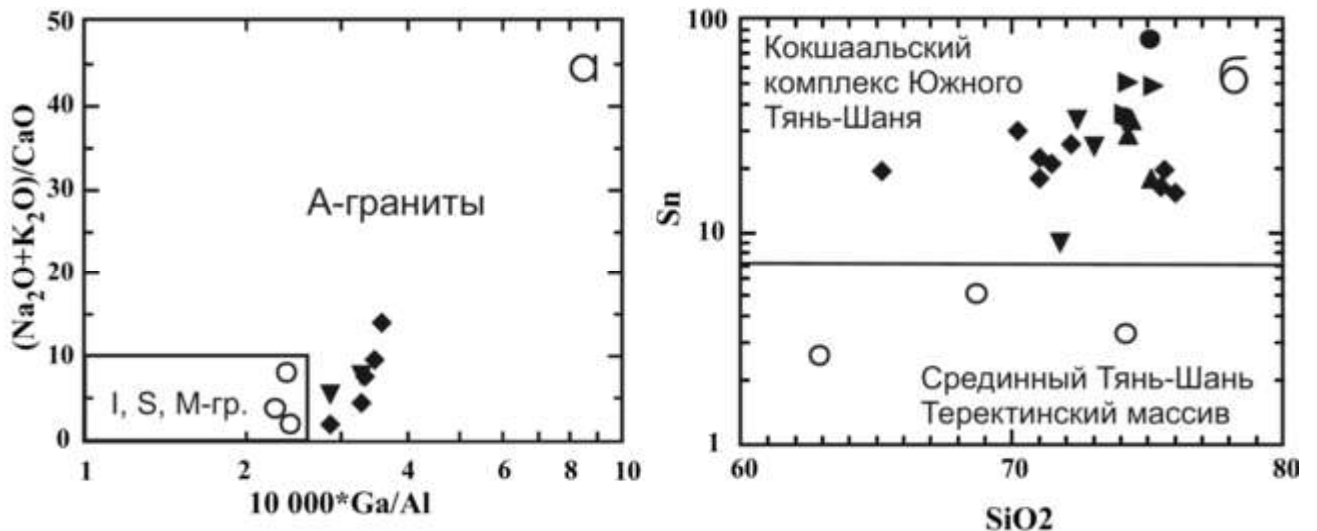


Рис. 2.18. Химические составы гранитоидов Иныльчекского (Кокшаальского) и Теректинского комплексов на дискриминационной диаграмме Whalen et al. (1987)  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  vs.  $10\,000 \text{ Ga}/\text{Al}$ : (а) и на вариационной диаграмме Sn vs.  $\text{SiO}_2$  (б). См. условные обозначения на рис. 2.17.

Спектры распределения REE в гранитах Иныльчекского комплекса слабо фракционированы и характеризуются резкими отрицательными Eu аномалиями (рис. 2.19. б). Характерными чертами являются уменьшение содержаний легких REE, относительное увеличение содержаний тяжелых REE и резко выраженные отрицательные аномалии Eu в наиболее дифференцированных разновидностях лейкогранитов. Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Иныльчекского комплекса, представленные на мультикатионных диаграммах (рис. 2.19. б), демонстрируют резкое обогащение литофильными элементами, отсутствие

выраженных отрицательных аномалий Nb, Ta и отчетливые отрицательные аномалии Ba, Sr, P и Ti.

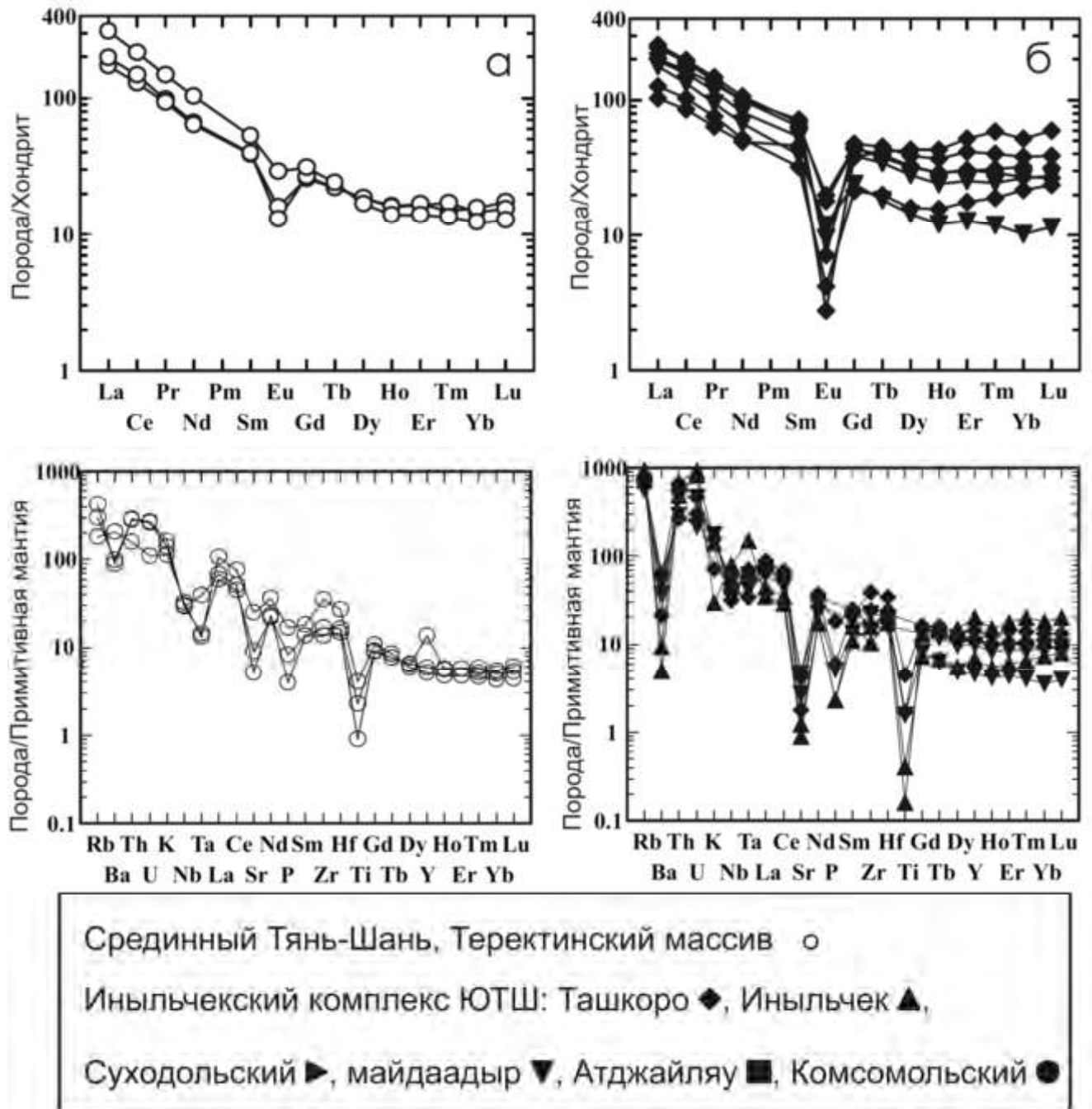


Рис. 2.19. Нормированные к хондриту спектры распределения концентраций REE и нормированные к примитивной мантии спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах Теректинского массива (а) и малых интрузий Иныльчекского комплекса (б). Для нормирования использовались значения концентраций из работы Sun and McDonough (1989).

Различный характер спектров распределения REE и редких элементов в гранитоидах Теректинского и Иныльчекского комплексов может определяться их происхождением из различных коровых источников: в частности, относительное обеднение Теректинских гранитоидов тяжелыми REE указывает на присутствие граната в субстрате, из которого были выплавлены эти породы.

### 2.3.4. Петрогенезис гранитов

#### Петрогенезис Теректинского комплекса

Гранитоиды Теректинского комплекса характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  в диапазоне 61–74 вес. % и относятся к высококалийевой известково-щелочной серии (I-гранитам) с содержанием суммы щелочей  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 6 до 9 вес.%, значениями  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  от 1.0 до 1.5 и относительно невысокими значениями отношений  $\text{FeO}/\text{MgO}$ . Они также содержат повышенные концентрации Ba, Sr, Zr и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , что является типичным для известково-щелочной серии. На вариационных диаграммах Теректинские гранитоиды формируют характерные непрерывные тренды, примеры которых показаны на диаграммах  $\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (рис. 2.20.). Уменьшение содержаний  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}$  с ростом  $\text{SiO}_2$  объясняется фракционированием плагиоклаза и амфибола в комбинации с магнетитом. Ранняя кристаллизация магнетита из водонасыщенных расплавов в окислительной обстановке сопровождалось относительным обогащением расплавов магнием, что является типичным для известково-щелочных интрузий. Таким образом, выделение в Теректинском массиве двух разновозрастных комплексов, предложенное Грищенко (1985), не подтверждается ни геохимическими, ни геохронологическими данными, так как и диоритоидное включение, относимое Грищенко (1985) к силурийскому Каиндыбулакскому комплексу, и собственно гранит Теректинского массива имеют практически одинаковые возрасты 294 и 291 млн лет, соответственно. Наличие ксенолитов метаморфических пород в гранитах Теректинского массива и характер распределения REE указывают на происхождение из метаморфического гранат-содержащего субстрата. Возраст этого субстрата предположительно считался докембрийским, однако, в многочисленных зернах ксеногенного циркона, проанализированных в 4 пробах Теректинских гранитов Glorie et al. (2011), были установлены только раннепалеозойские и сулурийские возрасты в

диапазоне 500 – 438 млн лет. Таким образом, гранитоиды Теректинского массива, вероятно, были выплавлены из метаморфизованного основания Срединного Тянь-Шаня в результате взаимодействия с мантийными расплавами, которые унаследовали геохимические характеристики связанных с субдукцией известково-щелочных серий. Это подтверждается положением точек составов гранитоидов Теректинского и Уланского массивов на дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb), где они попадают в поле островодужных гранитов (рис. 2.21.).

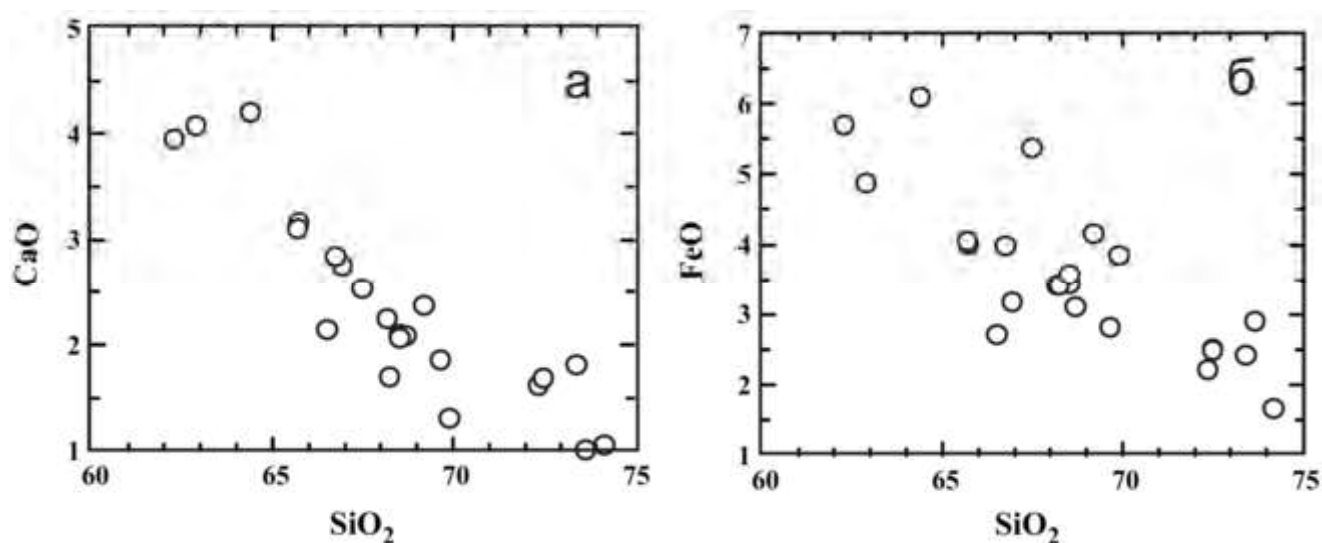


Рис. 2. 20. Химические составы гранитоидов Теректинского массива на вариационных диаграммах: (а) CaO vs. SiO<sub>2</sub> и (б) FeO<sup>tot</sup> vs. SiO<sub>2</sub>.

### Петрогенезис гранитов Иныльчекского комплекса

Граниты Иныльчекского комплекса резко отличаются от Теректинского. Большая часть проб гранитов Иныльчекского комплекса характеризуется содержаниями SiO<sub>2</sub> 68-70 вес. % и образует субщелочную (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O от 6 до 10 вес. %, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O до 1.8) умеренно глиноземистую или слабо пересыщенную глиноземом серию с очень высокими отношениями FeO/MgO. Иныльчекские граниты содержат очень высокие концентрации летучих, литофильных элементов и высокозарядных катионов (таблица Б2). По данным Solomovich and Trifonov (2002) граниты и, особенно, литий-фтористые лейкограниты содержат очень высокие концентрации Li (70-800 ppm), Cs (15-150 ppm), F (0.1-1.2 %) и В (15-170 ppm). Таким образом, по своим геохимическим

характеристикам граниты Иньльчекского комплекса очень близки к типичным А-гранитам и отличаются от стандартного гранита рапакиви (по Ramo and Naarala, 1995) чуть более высокими значениями индекса глиноземистости ASI и более высокими содержаниями бора. Однако, несмотря на относительно большой разброс концентраций  $\text{SiO}_2$  (65–78 вес. %) в Иньльчекских гранитоидах, главные петрогенные и большинство редких элементов не образуют линейных трендов на вариационных диаграммах, что затрудняет расшифровку петрогенезиса этого комплекса. Отсутствие линейных трендов, вероятно, объясняется существенным изменением химического состава в результате поздне- и постмагматических процессов. Учитывая относительную сухость расплавов, на что указывает высокожелезистый характер гранитоидов Кокшаала и присутствие в них файлита, наиболее вероятным субстратом для образования минерализованных гранитов Иньльчекского комплекса представляются докембрийские метаморфические толщи фундамента Таримского континента.

#### **2.4. Обобщение результатов и геодинамическая модель формирования постколлизийных интрузий Кокшаала**

Постколлизийные граниты Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня включают около 20 посткинematических интрузий, сложенных биотит-амфиболовыми гранитами, биотитовыми гранитами и литий-фтористыми топаз-содержащими лейкогранитами. Внедрение гранитов происходило одновременно с мафическими породами толеитовой серии и щелочными сиенитами. По геохимическим особенностям граниты относятся к А-типу: они характеризуются относительно высокими значениями отношений  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  и повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , Rb, HFSE. На дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb) составы гранитов проецируются в поле внутриплитных гранитов (рис. 2.21.). На региональном уровне эволюция составов гранитоидов Кокшаала объясняется фракционированием калиевого полевого шпата и амфибола. Образование постколлизийных гранитов Кокшаала, вероятно, происходило за счет коровых субстратов представленных докембрийскими метаморфическими породами фундамента Таримского микроконтинента.

К северу от Южнотяньшанской сутуры, отделяющей Кокшаальский сегмент ЮТШ от Срединного Тянь-Шаня, находятся два крупных массива (Уланский и

Теректинский) известково-щелочных гранитоидов. Их вытянутая вдоль разлома форма и наличие сининтрузивных деформаций свидетельствует об их внедрении в активную зону сдвига. Массивы сложены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами с небольшим количеством габброидов, плагиогранитов и мусковитовых гранитов (Теректинский массив). Гранитоиды этих массивов резко отличаются по составу от гранитов Кокшаальского комплекса и по своим геохимическим особенностям (относительно пониженные значения отношений  $Fe/(Fe+Mg)$  и  $K_2O/Na_2O$  и повышенные содержания Ba, Sr, Zr и  $P_2O_5$ ) относятся к типичной высококалийевой известково-щелочной серии (I-гранитам). Эволюция составов пород хорошо объясняется фракционированием плагиоклаза и амфибола, что является типичным для известково-щелочных серий. Наличие ксенолитов метаморфических пород в гранитоидах Теректинского массива и характер распределения REE указывают на их происхождение из метаморфического гранат-содержащего субстрата. Вероятно, эти гранитоиды были выплавлены из метаморфизованного основания Среднего Тянь-Шаня в результате взаимодействия с мантийными расплавами, которые унаследовали геохимические характеристики связанных с субдукцией известково-щелочных серий. Это подтверждается положением точек составов гранитоидов Теректинского и Уланского массивов на дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb), где они попадают в поле островодужных гранитов (рис. 2.21.).

Возрасты кристаллизации интрузий Кокшаальского комплекса, установленные с помощью датирования цирконов U-Pb методом, находятся в сравнительно узком интервале 295 - 280 млн лет, соответствующем ранней перми и совпадающем с возрастными постколлизийными гранитами других районов Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2006).



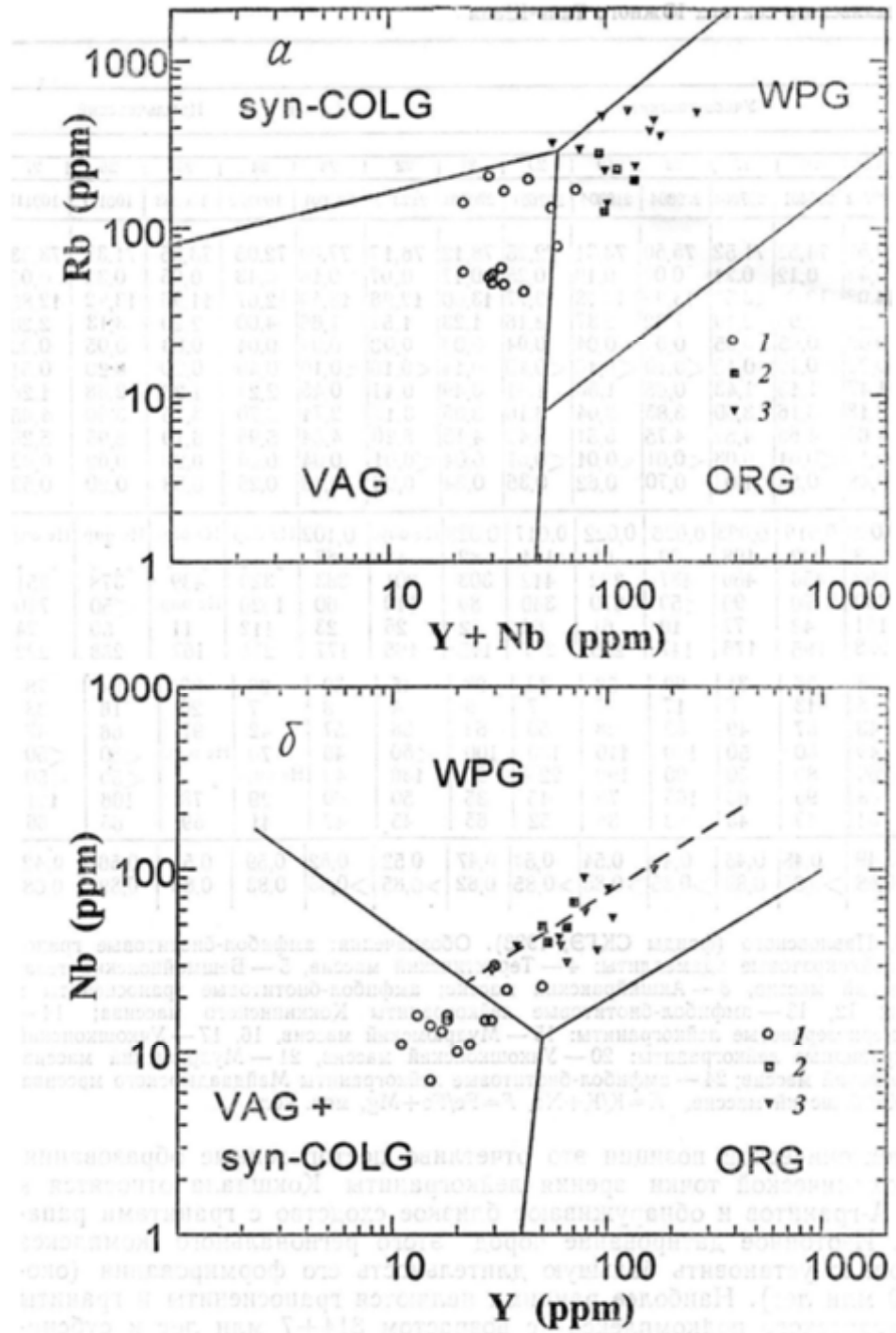


Рис. 2.21. Химические составы гранитоидов, Уланского и Теректинского (1) и Кокшаальского (2 – кварцевые монцониты и граниты, 3 - лейкограниты) комплексов на дискриминационных диаграммах Rb-(Y+Nb) (а) и Y-Nb (б). Поля согласно Pearce et al. (1984) и Pearce (1996): WPG - внутриплитные граниты, ORG - граниты океанических хребтов, VAG - граниты вулканических дуг, syn-COLG - синколлизийные граниты.

Две датировки, полученные для Теректинского массива (294 и 291 млн лет), свидетельствуют о том, что он формировался практически одновременно с Кокшаальскими гранитами. Несколько более древний возраст 303 млн лет получен нами ранее для Уланского массива (Konopelko et al., 2006). Раннепермский возраст Теректинского массива, внедрившегося вдоль Атбаша-Иныльчекского разлома, указывает на то, что к началу перми закрытие Туркестанского океана полностью завершилось, и Южнотяньшанская сутура уже трансформировалась в зону крупного трансформационного сдвига. Механизм формирования гранитоидных расплавов в подобных структурах обсуждается в последней части этого раздела.

### **Природа коровых источников гранитов Кокшаала по изотопным данным**

Проанализированные пробы гранитов Кокшаальского комплекса характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon Nd(t)$  (от -6.9 до -1.6) и мезопротерозойскими  $Nd$  модельными возрастными  $T_{DM}$  (1.43 – 1.05 млрд лет), что указывает на их происхождение из смешанных источников со значительным количеством мезопротерозойских или более древних коровых субстратов. Эти данные согласуются с результатами, полученными другими авторами для смежных районов Тянь-Шаня. На рис. 2.9. хорошо видно, что неопротерозойские метаморфические породы Северного и Среднего Тянь-Шаня попадают в поле эволюции составов нерасчлененных пород, слагающих основание Тянь-Шаня по данным Hu et al. (2000). Это поле включает породы основания северного Тарима, обнажающиеся на территории Китая к западу от Куруктага и описанные Hu et al. (2000) как гнейсы южного Тянь-Шаня. Три пробы ордовикских гранитов, отобранные в Среднем и Северном Тянь-Шане, также характеризуются средне-раннепротерозойскими  $Nd$  модельными возрастными  $T_{DM}$  в диапазоне 1.53 - 1.14 млрд лет, что указывает на сходство докембрийского основания Тарима с фундаментом Палеоказахстана, который обнажается в Среднем и Северном Тянь-Шане.

Опубликованные недавно  $Sr$  и  $Nd$  изотопные данные по южной части среднеазиатского складчатого пояса (Chen et al., 2000; Heinhorst et al., 2000; Jahn et al., 2000) показали наличие крупных областей с ювенильной корой в Алтае, Джунгарии и Казахстане (рис. 2.9.). Однако имеющиеся изотопные данные гранитоидов для Тянь-Шаня указывают на их происхождение из докембрийских коровых источников. Сходство изотопных составов  $Nd$  в гранитоидах Кокшаальского комплекса

свидетельствует об их происхождении из источников, сложенных древней гомогенной континентальной корой, которая, вероятно, представляет докембрийское основание Таримского континента.

### **Геодинамическая модель формирования постколлизионных интрузий Кокшаала**

Интрузии Кокшаальского комплекса постдатируют коллизионные деформации вмещающих пород и располагаются в виде широтного пояса, что может указывать на их связь с одним или несколькими разломами оперяющими Южнотяньшанскую сутуру. На постколлизионном этапе по этим разломам происходили крупные (на десятки км и более) латеральные смещения блоков коры, которые на отдельных участках были сопряжены с растяжением (транстенсией), что подтверждается внедрением в эти сдвиговые зоны таких массивов как Теректинский и формированием структур типа пул-апарт, описанных в других районах Тянь-Шаня (Конопелько и др., 2011). Направление сдвигов в Кокшаальском сегменте ЮТШ было левосторонним (Бискэ, 1996; Бискэ и Шилов, 1998), а восточной китайской части Южного Тянь-Шаня правосторонним (Laurent-Charvet et al., 2003). Процессы, сопровождающие крупные транскоровые сдвиги, были недавно рассмотрены в ряде работ (Leloup and Kienast, 1993; Maxson and Tikoff, 1996; Teyssier and Tikoff, 1998; Titus et al., 2007). В этих работах было показано, что перенос сдвиговой составляющей от мантии к коре сопровождается возникновением субгоризонтальных зон отрыва в нижней и средней коре (Teyssier and Tikoff, 1998). Таким образом, крупные сдвиги, сопряженные с растяжением на постколлизионной стадии (транстензия), приводят к подъему горячего вещества астеносферы и обеспечивают привнос тепла в нижние и средние горизонты коры. С нашей точки зрения, эта модель, схематически показанная на рис. 2.22., также позволяет объяснить механизм возникновения интрузий Кокшаальского комплекса. Согласно этой модели подъем горячего вещества астеносферы вызвал плавление коры и внедрение гранитоидных интрузий, которые обнажаются на современном эрозионном срезе в Кокшаале. Коровые субстраты, которые подвергались плавлению, были представлены докембрийскими метаморфическими породами фундамента и кластическими осадками континентального склона Таримского микроконтинента, который в результате герцинской коллизии поддвигался на север под Срединный Тянь-Шань. Мафические

породы толеитовой серии, ассоциирующие с постколлизийными гранитоидами, могут представлять собой материал астеносферной мантии, подъем которой обеспечил приток тепла и плавление докембрийской коры Тарима, и быть родственными плато-базальтам Тарима, формирование которых также происходило в ранней перми (Jiang et al., 2004). Предложенная модель также объясняет одновременное образование щелочных расплавов и карбонатитов, которое могло происходить в результате взаимодействия горячего ювенильного вещества астеносферы с древней литосферной мантией подстилающей Тарим (рис. 2.22.).



Рис. 2.22. Модель образования постколлизийных интрузий Кокшаальского сегмента ЮТШ: крупные сдвиги, возникающие в обстановке растяжения на постколлизийной стадии (транстензия), приводят к подъему горячего вещества астеносферы и притоку тепла в нижние и средние горизонты коры. Коровые субстраты подвергавшиеся плавлению представлены породами Таримского микроконтинента. Одновременное образование щелочных расплавов и карбонатитов могло происходить в результате взаимодействия горячего вещества астеносферы с древней литосферной мантией Тарима.

Внедрение интрузий Кокшаальского комплекса в обстановке постколлизии сдвиговых смещений должно было бы привести к возникновению сининтрузивных деформаций, которые часто наблюдаются в связанных с зонами сдвига интрузиях других районов Тянь-Шаня (Конопелько и др., 2011). Наличие таких массивов, удлиненных параллельно главным субширотным разломам, указывают на то, что подобные зоны сдвига действительно контролировали внедрение постколлизии интрузий (Konopelko et al., 2006). Однако, поскольку сининтрузивные деформации не проявлены в интрузиях Кокшаальского комплекса, мы предполагаем, что их возникновение могло быть связано с вязкой зоной сдвига, находящейся на глубине, и субширотное расположение пояса постколлизии интрузий является единственным свидетельством существования этой зоны сдвига на современном эрозионном срезе.

## Глава 3. Постколлизийные интрузии Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня

### 3.1. Геологическое строение Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня

Алайский сегмент занимает центральную часть протяженного пояса южнотяньшанских герцинид и расположен между Кокшаальским и Гиссарским сегментами ЮТШ (рис. 3.1.). В пределах Алайского, Гиссарского и Кызылкумского сегментов обычно выделяют две ветви или части: северную и южную (Бискэ, 1996; Biske and Seltmann, 2010). Северная часть включает Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс, состоящий из нескольких покровов, которые в результате герцинской коллизии были надвинуты в южном направлении на Зерашано-Алайский блок, слагающий южную ветвь южнотяньшанских герцинид (рис. 3.2.). Зерашано-Алайский блок, в котором вергентность надвигов остается неясной, по-видимому, был причленен к Каракумскому континенту в результате позднепалеозойской коллизии. Предполагается что положение сuture, отделяющей Зерашано-Алайский блок от Каракумского континента, совпадает с долиной реки Зеравшан и маркируется офиолитами восточнее в Кызылкумском сегменте Южного Тянь-шаня (Бискэ, 1996; Biske and Seltmann, 2010). Восточное продолжение Зеравшанской сuture проследить достаточно трудно из-за отсутствия офиолитов. Возможно в Гиссарском и Алайском сегментах эта сutura совпадает с Фан-Каратегинским поясом metabазальтов верхнепротерозойского-нижнепалеозойского возраста (рис. 3.2.) (Volkova and Budanov, 1999). В раннем карбоне Каракумский континент подвергся растяжению с образованием Гиссарского рифта, расположенного к югу от Фан-Каратегинского пояса metabазальтов. Гиссарский рифтогенный бассейн просуществовал относительно недолго и был закрыт в конце карбона одновременно с Туркестанским океаном (Буртман и Клишевич, 1971; Буртман, 2006, 2015). Несмотря на относительно короткое время существования Гиссарского бассейна, с ним был связан интенсивный рифтогенный вулканизм обусловивший образование мощных толщ карбоновых вулканитов с биостратиграфическими возрастами от серпуховского до касимовского яруса (Ашуров и др., 2012). Надсубдукционные вулканические и интрузивные серии Гиссарского хребта, включая крупный Гиссарский батолит (рис. 3.2.), могли формироваться в результате относительно кратковременного эпизода субдукции на север в небольшом океаническом

бассейне, в который трансформировался Гиссарский рифт в среднем-позднем карбоне (Konopelko et al., 2017). Однако, также не исключено, что и Гиссарский рифт, и надсубдукционные магматические серии Гиссарского хребта формировались над падающей на север зоной субдукции на активной северной окраине океана Палеотетис, который в это время располагался к югу от континентальных масс Южного Тянь-Шаня, но его следы к западу от Памира в настоящее время скрыты под отложениями Афгано-Таджикской депрессии (см. реконструкцию для возраста 315 млн лет в главе 4). Этот сценарий также может объяснить позднепалеозойский метаморфизм амфиболитовой фации датированный нами в Гармском метаморфическом блоке (Konopelko et al., 2017) и описанный в Зерашано-Алайском блоке в восточной части Алайского сегмента (рис. 3.2.) (Solomovich, 2007). Восточное продолжение Гиссарской сутуры скрыто под мезокайнозойским чехлом (рис. 3.2. и 3.3.), и в Алайском сегменте карбоновые надсубдукционные магматические серии не установлены.



Рис. 3.1. Район работ в Алайском сегменте ЮТШ на схеме тектонического строения западного Тянь-Шаня. Сокращения СТШ – Северный Тянь-Шань, СрТШ – Срединный Тянь-Шань, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ЛН – линия Николаева, ТФ – Таласо-Ферганский разлом, ЮТШС – Южнотяньшаньская сутура, ГС – Гиссарская сутура.

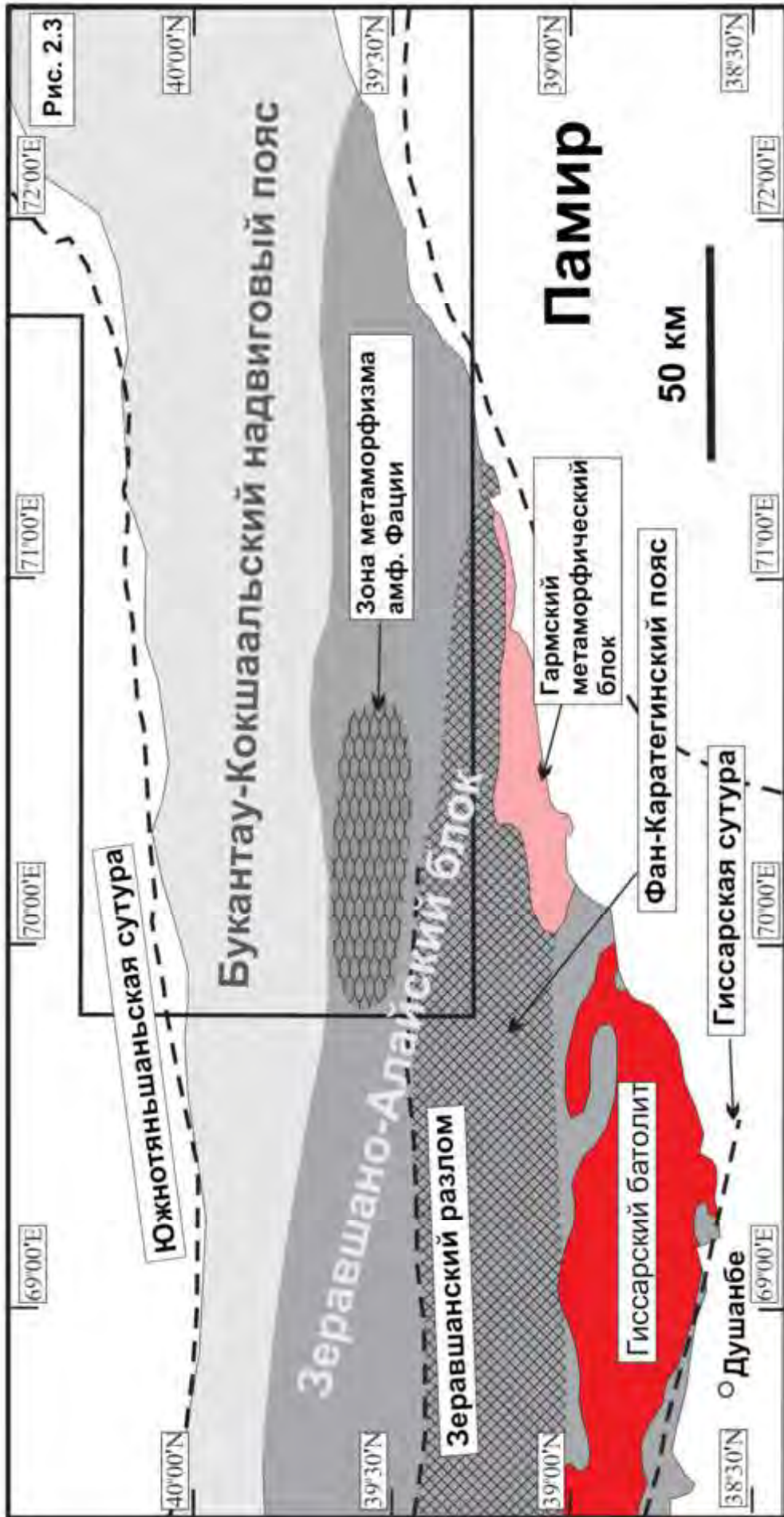




Рис. 3.2. Схема текнического строения Алайского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня. Зона метаморфизма амфиболитовой фации в Алайском хребте по данным Solomovich (2007).

### 3.1.1. Букантау-Кокшаальский надвиговой пояс

В строении Букантау-Кокшаальского надвигового пояса, расположенного в северной части Алайского сегмента, обычно выделяются верхние и нижние аллохтоны. Верхние аллохтоны состоят из нескольких покровов, сложенных породами океанического дна Туркестанского океана, и обычно включают (сверху вниз) зеленые сланцы, фрагменты офиолитов с серпентинитовыми меланжами и батиальные осадки и базальты (Клишевич, 1973, 1978, 1986; Котельников, 1976, 1987; Бискэ, 1983; Пучков и др., 1985, 1987).

Фрагменты офиолитов представляют собой важный компонент верхних аллохтонов (Христов и Христова, 1978; Христов и Миколайчук, 1983, 1986). Офиолиты маркируют Южнотяньшаньскую сутуру и обычно перекрываются самым верхним зеленосланцевым покровом, состоящим из метаморфизованных вулкано-терригенных отложений додевонского возраста: возможно, включающих фрагменты докембрийских базитов, но в основном представляющих нижний палеозой и силур (Риненберг и Ждан, 1987). Зеленые эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы включают реликты минералов группы глаукофана (Довжиков и др., 1981, 1984). Нижний возрастной предел зеленосланцевого метаморфизма в Алайском хребте определяется наличием обломочных цирконов с возрастными около 390 млн лет в метапесчаниках (Konopelko et al., 2018), а верхний возрастной предел определяется по наличию галек зеленых сланцев в карбоновых (серпуховских) осадках северных склонов Алайского хребта (Аристов и Чернышук, 1989).

Из-под зеленосланцевого покрова вскрываются офиолиты, превращенные обычно в серпентинитовый меланж. Более подробно изучен Сарталинский аллохтонный офиолитовый комплекс на северном склоне Алайского хребта, в котором установлен относительно полный разрез (рис. 3.3.). Он включает толеитовые базальты, в нижней части близкие к срединно-океаническому типу, а выше – обогащенные титаном и щелочами (Бискэ, 1991). Они налегают с брекчией в основании на меланократовый , в

основном ультрабазитовый, фундамент и прорваны силлом габбро и верлитов. Осадочные породы кремнистого состава залегают среди базальтов на разных уровнях и включают железистый горизонт, очевидно, образованный выходами подводных гидротерм. По радиоляриям и конодонтам они датированы ранним – средним ордовиком (Куренков и Перфильев, 1987; Риненберг и др., 1987; Куренков и др., 1988; Герман и Будянский, 1990; Куренков и Аристов, 1995). Наблюдаемая мощность офиолитового комплекса не превышает нескольких сотен метров. Выше по разрезу с тектоническим контактом залегают нижнесилурийские граптолитовые сланцы. Скорее всего, Сарталинский массив представляет собой фрагмент коры небольшого бассейна растяжения («pull-apart») на окраине древнего континента.

Нижний (вулканогенный) тектонический покров верхнего аллохтона слагают мощные, иногда более 3000 м, базальтовые серии. Однако они не имеют отношения к ордовикским офиолитам, а в редких случаях наблюдения их стратиграфической подошвы оказываются залегающими на силурийских или девонских глинистых или даже флишоидно-олистостромовых глубоководных осадочных толщах. Сами вулканиты датированы поздним силуром – средним девоном. Базальты и гиалокластиты (продукт подводного разрушения застывающих потоков) имеют преимущественно субщелочной состав и содержат  $TiO_2$  в среднем количестве 2,5%. Среди них обычны линзы мелководных рифогенных известняков. Базальты перекрываются глубоководными осадками или рифовыми карбонатами с девонскими-раннекарбоновыми биостратиграфическими возрастными. Все эти признаки позволяют интерпретировать силур-девонские базальтовые толщи как внутриплитные или окраинно-морские образования, то есть симаунты (Biske, 2015).

Нижние аллохтоны Букантау-Кокшаальского надвигового пояса преимущественно состоят из мощных карбонатных платформ, которые в ранних реконструкциях интерпретировались как части единой системы Каракумо-таримского шельфа (e.g. Vurtman, 1975). Однако, находки позднекарбонатовых турбидитов (касимовского яруса), надвинутых на среднекарбонатные известняки (московского яруса), позволило нескольким авторам (Поршняков, 1973; Бискэ, 1996; Biske and Seltmann, 2010) предположить, что изолированные карбонатные платформы первоначально разделялись глубоководными морскими бассейнами и были совмещены в результате надвигообразования в ходе коллизии. В соответствии с этой точкой зрения

северная (Ош-Уратюбинская), центральная (Нуратау-Алайская) и южная карбонатные платформы показаны на схематической геологической карте Алайского сегмента отдельно (рис. 3.3.). Разрезы всех трех карбонатных платформ похожи друг на друга и их краткое описание приводится ниже.

Разрезы глубоководных осадков представлены граптолитовыми глинистыми сланцами силура, на которые налегают кремнистые пестро-окрашенные или черные сланцы девона – визейского яруса нижнего карбона, выше которых находятся слоистые и окремненные, тонкообломочные известняки верхов нижнего и основания среднего карбона. Вся эта последовательность имеет мощность обычно 600-800 м, то есть значительно меньше по сравнению с одновозрастными карбонатными и вулканическими сериями региона, что указывает на очень низкие скорости осадконакопления без значительного привноса континентальных терригенных осадков в течение примерно 100 млн лет. Благодаря присутствию многочисленных остатков руководящей открыто-морской фауны (граптолиты, конодонты, гониатиты, радиолярии) отложения поддаются послойной датировке и слагают почти полные согласные разрезы, если не считать кратковременных подводных перерывов в образовании осадка или вследствие его растворения (Дженчураева, 1979; Дженчураева и Ненахов, 1986; Риненберг, 1973, 1985; Шванов, 1976, 1985). Происхождение пелагических фаций остается предметом дискуссии. По данным Pickering et al. (2008) часть силурийских черных граптолитовых сланцев могла отлагаться на ордовикских симаунтах в Туркестанском океане. Эти авторы также предположили, что силурийские и девонские турбидиты Алайского сегмента являлись частью аккреционной призмы на активной окраине Палеоказахстана и были надвинуты на юг в результате герцинской коллизии. Однако, так как похожие пелагические среднепалеозойские осадки подстилают карбонатные платформы в Гиссарском и Кызылкумском сегментах, мы склонны считать их образованиями южной пассивной окраины Туркестанского океана. Среднепалеозойские турбидиты и глинистые меланжи иногда содержат фрагменты неопротерозойских, кембрийских и ордовикских карбонатов и бимодальных вулканитов, что также указывает на периконтинентальный характер пелагических фаций (Бискэ, 1987).

Карбонатный тип разреза среднего палеозоя («карбонатные платформы»), вероятно, формировался в мелководных зонах Туркестанского океана вблизи его южной пассивной окраины (Бискэ, 1979, 1996). Суммарная мощность карбонатов верхнего

силура – среднего карбона составляет 1-3 тыс. м и даже более. Известняковые скальные гряды – характерная черта геологического ландшафта почти всего Южного Тянь-Шаня. Разрезы их непрерывны или имеют внутренние параллельные, часто скрытые, несогласия, отражающие как местные поднятия, так и глобальные регрессивно-трансгрессивные циклы. Местами девонские карбонаты (живетского и фаменского ярусов) переслаиваются с внутриплитными океаническими субщелочными базальтами (Поярков, 1969а,б, 1974; Риненберг и Чернышук, 1981). Характерны перерывы в основании среднего карбона, во время которых образовались небольшие залежи бокситов, а также перерыв внутри визе (нижний карбон), в ходе которого на краю карбонатных платформ местами образовались мощные известняковые склоновые брекчии, а затем происходила проградация известняковых рифов в сторону склонов. Иногда удается реконструировать фациальный профиль некоторых карбонатных платформ и выделить краевые рифовые постройки, склоновые (предрифовые) обломочные шлейфы, а во внутренней части – лагунные зоны с доломитами, иногда красноцветными мергелями и сланцами и даже ангидритами. Наиболее молодые карбонатные отложения имеют позднекарбоновые биостратиграфические возрасты (московский и касимовский ярусы).

Флишевая формация залегает в кровле разреза и образована за очень короткое время при большой скорости седиментации. Слагающие ее песчано-алевритовые турбидиты обычно образуют небольшую пачку под надвигами, но иногда достигают мощности 1000-1500 м, включая при этом несортированные конглобрекчии подводных лавин (гравититы) и горизонты олистолитов, чаще всего также известняковых, с гигантскими отторженцами-клиппенами: нетрудно представить себе их образование путем перемещения вниз по подводному склону от фронтальной части известнякового тектонического покрова. Такие гравититы с километровыми олистолитами известняков типичны для центральной карбонатной платформы Алайского сегмента (рис. 3.3.). Флиш верхних покровов внешней зоны относится к самому началу среднего карбона и образован почти одновременно с аналогичной формацией внутренней зоны. Нижние покровы начинают продвигаться позже и поэтому несут на себе среднекарбоновый (московский), затем верхнекарбоновый и, наконец, нижнепермский (ассельский) флиш.

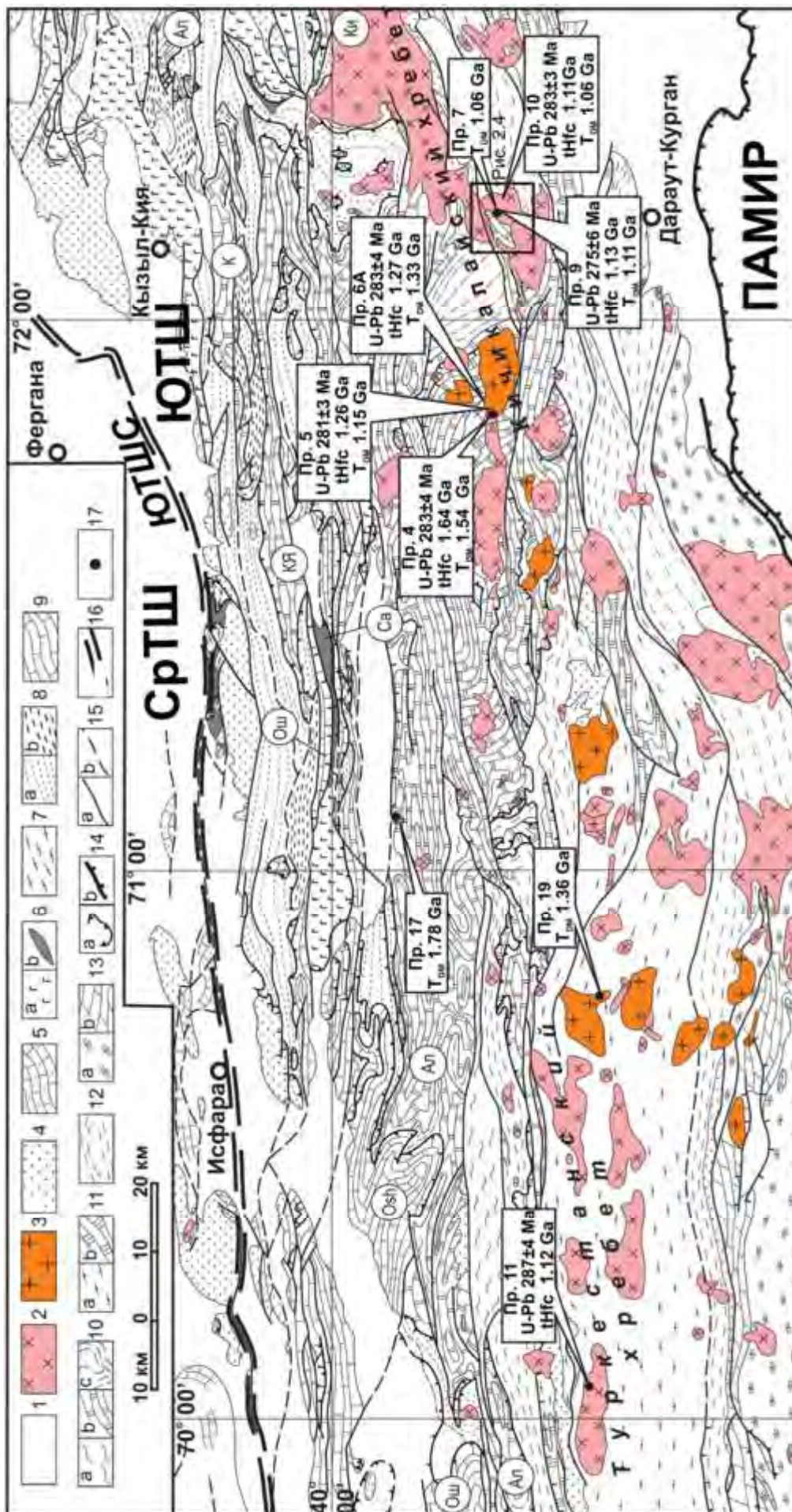


Рис. 3.3. Схематическая геологическая карта Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня. 1 – мезозойские и кайнозойские осадки; 2 – интрузии гранитоидов; 3 – щелочные интрузии; 4 – позднепалеозойские молассы; 5 – среднепалеозойский осадочный чехол Срединного Тянь-Шаня (Палеоказахстана); 6-12 – Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс Южного Тянь-Шаня, включая верхние аллохтоны (6-8): 6 – офиолитовые комплексы, сложенные базальтами (а) и серпентинитовыми меланжами (b); 7 – зеленосланцевые покровы, 8 – батиальные осадки (а) и глинистые меланжи по ним (b); и нижние аллохтоны (9-12): 9 – северная (Ош-Уратюбинская) карбонатная платформа; 10 – центральная (Нуратау-Алайская) карбонатная платформа, включая додевонские осадки (а), девонские и карбоновые известняки (b) и позднекарбоновые и раннепермские турбидиты (с); 11 – южная карбонатная платформа, включая кембро-силурийские (а) и девонские и карбоновые (b) известняки; 12 – среднепалеозойские батиальные осадки; 13 – метаморфические породы Зеравшано-Алайского блока, включая (а) кембро-силурийские вулканогенно-осадочные породы и (b) девонские и карбоновые известняки; 14 – надвиги, сформированные в ходе позднепалеозойской коллизии (а) и в кайнозойское (b); 15 – другие разломы, закартированные при съемке (а) и предполагаемые под мезо-кайнозойским чехлом (b); 16 – Южнотяньшанская сутура; 17 – места отбора проб. Сокращения: КЯ – Катран-Ярунтузский известняковый покров, Ош – Ош-Уратюбинская карбонатная платформа; Ал – Нуратау-Алайская карбонатная платформа, Ки – Кичикалайский батолит гранитоидов I-типа, К – Каузанская антиформа, Са – Сарталинский аллохтонный офиолитовый комплекс.

После начала герцинской коллизии севернее главного надвигового пояса образовался заполненный молассами тыловой прогиб, отложения которого перекрывают маркированную офиолитами Южнотяньшанскую сутуру, разделяющую террейны Срединного и Южного Тянь-Шаня. Распадаясь на ряд синклинальных складок, зона тылового прогиба прослеживается с запада на восток из Букантау вдоль северного подножия Нуратинских и Туркестано-Алайских гор в восточную Фергану и далее в хребет Джаман-Даван. Развитие слагающих тыловой прогиб неавтохтонных образований началось в конце раннего карбона отложением своеобразных брекчий, возникших при быстром выведении на поверхность и разрушении первого зеленосланцевого, покрова. В течение среднего карбона прогиб расширялся к югу,



оставаясь позади вновь образующихся покровов. Отложения среднего карбона – нижней перми, вплоть до сакмарского яруса, представлены морскими сероцветными молассами, включающими кроме конгломератов и известняков также песчано-глинистые турбидиты. Более молодые, артинские и казанские отложения занимают небольшие площади, отделены снизу несогласиями и представлены полого дислоцированными красноцветными или пестрыми молассами с остатками наземной фауны и растений. К северу происходит частичное замещение моласс вулканогенными породами (Biske, 2015).

### **3.1.2. Зерашано-Алайский блок**

Зерашано-Алайский блок можно охарактеризовать как относительно сильно сжатую чешуйчато-надвиговую структуру, в которой участвуют палеозойские толщи, составлявшие некогда чехол доордовикского Каракумского континента и докембрийский фундамент этого континента выведенный на поверхность в виде нескольких блоков метаморфических пород. Эти области развития метаморфических пород включают плохо изученную зону метаморфизма амфиболитовой фации в восточной части Алайского сегмента, а также Гармский метаморфический блок и Фан-Каратегинский пояс metabазальтов, расположенные в соседней восточной части Гиссарского сегмента (рис. 3.2.). По данным Konopelko et al. (2015) и Worthington et al. (2017) Гармский блок сложен песчано-глинистыми осадками неопротерозойского (вендского) возраста, которые в ранней перми (около 290 млн лет назад) подверглись метаморфизму амфиболитовой фации и частичному плавлению с образованием мигматитов. Близкие возрасты (590–535 млн лет по обломочным цирконам) были получены Worthington et al. (2017) для ассоциирующих с базальтами осадков Фан-Каратегинского пояса, в которых метаморфизм зеленосланцевой фации был наложен на более ранний метаморфизм высоких давлений (фации голубых сланцев). Возраст этого метаморфизма остается предметом дискуссии, однако, самый молодой возраст дометаморфических пород в пределах Фан-Каратегинского пояса, установленный для андезита с помощью датирования по цирконам, составляет 450 млн лет (Worthington et al., 2017).

Палеозойские осадочные формации Зерашано-Алайского блока включают шельфовые терригенные и карбонатные породы, которые участками переслаиваются с силурийскими кислыми вулканитами. Так в Туркестанском хребте распространен разрез нижнего палеозоя, в котором кембрий представлен мелководными карбонатными слоями с трилобитами, а также кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, а ордовик – пелагическими силицит-глинистыми сланцами и флишем. В этих же районах кембрийский ископаемый бентос встречается в виде переотложенного детрита в склоновых по типу циклических известково-песчанистых пачках. Нет сомнений в том, что это чехол древнего континента или, возможно, уже микроконтинента, отчлененного скорее всего от Тарима. В силурийских и нижнедевонских отложениях признаков активной окраины также нет, обычны карбонатные, иногда весьма мелководные доломитовые отложения. В восточном Алае распространены песчаники, образованные вероятно сносом с Каракумского континента. В том же районе развиты и титанистые базальты внутриплитного типа. Кверху в девонском разрезе происходит замещение мелководных известняков карбонатно-кремнистыми батиальными отложениями малой мощности. Флиш и известняковые олистостромы с бентосной фауной нижнего – среднего девона, иногда верхов силура, в Туркестано-Алайской горной системе перекрываются глубоководными силицитами и микритами. Обстановка размыва на шельфе этого микроконтинента восстанавливается по несогласию в основании девона и присутствию в низах системы мелководных, иногда красноцветных, известняково-обломочных фаций. Выше по разрезу в восточном Алае лежит флишевая толща (маргузорская свита), которая палеонтологически датирована нижним карбоном и перекрыта визейскими, а затем среднекаменноугольными мелководными отложениями – конгломератами и известняками. В течение позднего карбона в Алае образование флишевой серии сменилось отложением морских моласс, а в ранней перми красноцветных конгломератов. Карбоновые надсубдукционные и раннепермские постколлизийные магматические серии, развитые западнее в Гиссарском сегменте, недавно изучены рядом авторов (Dolgopolova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Käßner et al., 2017; Worthington et al., 2017).



### 3.1.3. Син- и постколлизийные деформации

Ранние покровы в Букантау-Кокшаальском поясе характеризуются значительной горизонтальной амплитудой (более 20-30 км относительного перемещения в паре соседних покровов) и во многих случаях имеют пластовое положение надвиговой поверхности. Осадочный палеозойский чехол сорван по пластичным, часто водонасыщенным глинистым осадкам, из которых самыми благоприятными для крупноамплитудных скольжений оказались черные граптолитовые сланцы лландоверийского яруса силура. Срывы и горизонтальное расщепление покровов происходили также по подошве известнякового среднего палеозоя, по кровле вулканитов девона и по другим пластовым поверхностям, разделявшим толщи с разной прочностью. Характерным для смещений по силуру оказывается образование своеобразного глинистого меланжа, в котором силурийские смятые или дробленые сланцы играют роль матрикса, насыщенного различными по размерам глыбами силурийских, кембро-ордовикских известняков, песчаников, вулканитов, иногда с пластинами более молодых среднепалеозойских пород, а также серпентинизированных гипербазитов и глаукофановых сланцев.

Первоначальная южная вергентность в Букантау-Кокшаальском поясе подверглась изменениям на поздних стадиях коллизии, когда были образованы несколько крупных синформ и антиформ в центральной части Алайского сегмента и обратные северные надвиги, примером которых является Катран-Ярунтузский известняковый покров (рис. 3), сфорсировались в его центральной и южной частях (Поршняков, 1973; Nenakhov et al., 1991). Известняки, обнажающиеся в тектонических окнах в ядрах антиформ под эродированными покровами силурийских черных сланцев, вмещают несколько крупных сурьяно-ртутных месторождений, примером которых является месторождение Кадамжай в Каузанской антиформе (рис. 3.3.) и соседнее месторождение Хайдаркан (Поршняков, 1973; Ненахов и Белов, 1996). Обнажающиеся в ядрах антиформ гранитные интрузии, примером которых является Кичикалайский батолит (рис. 3.3.), свидетельствуют, что складкообразование могло приводить к растяжению, которое способствовало внедрению постколлизийных интрузий.

Тектоника Зерашано-Алайского блока определяется более высокой степенью коллизийного сжатия, что можно считать следствием сложного строения палеозойской

коры северной окраины Каракумского континента. В результате Зерашано-Алайский блок характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым строением и первоначальная вергентность надвигов в нем, как правило, не поддается расшифровке.

Следующая стадия постколлизийных деформаций затронула оба блока в пределах Алайского сегмента и выразилась в крупномасштабных субширотных левосторонних сдвиговых смещениях, примером которых является Каравшинский разлом. Эти субширотные левые сдвиги частично модифицировали ранее сформированные офиолитовые швы (Biske, 2015). В дальнейшем сжатие привело к развитию сдвигов северо-восточного простирания, крупнейшим из которых является Таласо-Ферганский сдвиг, с амплитудой правостороннего смещения в течение мезо- и кайнозоя около 200 км (Burtman, 2012).

### **3.2. Постколлизийные интрузии: характеристика и опробование**

Постколлизийные интрузии Алайского сегмента обнажаются в водораздельных частях Туркестанского и Алайского хребтов и образуют протяженный пояс вытянутый на запад-юго-запад и пересекающий границу Букантау-Кокшаальского пояса и Зерашано-Алайского блока (рис. 3.3.). Выходы гранитоидов Кичикалайского батолита в верховьях р. Киргизата показаны на рис. 3.3.1. а. Интрузии Алайского сегмента сложены массивными разновидностями пород без признаков наложенных деформаций и демонстрируют секущие взаимоотношения со всеми палеозойскими осадочными формациями кроме красноцветных среднепермских моласс. Фотография секущего контакта гранитов Малярского массива с карбоновыми песчаниками показана на рис. 3.3.1. б. Пояс постколлизийных интрузий, обнажающийся в водораздельных частях Алайского хребта, протягивается дальше на запад в Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня, где постколлизийные интрузии имеют такой же «разбросанный» облик на геологических картах в отличие от вытянутого в субширотном направлении единого крупного Гиссарского батолита, который образовался в надсубдукционной обстановке (Konopelko et al., 2017). Хотя большинство крупных интрузий обнажаются в осевых частях Алайского хребта, на его северных склонах и в предгорьях известно большое количество даек и малых тел преимущественно габброидного состава, которые, по всей видимости, также имеют раннепермский возраст. Фотография секущего контакта

небольшого силла габброидов с девонскими кремнями в правом борту р. Гульча приведена на рис. 3.3.1. в.

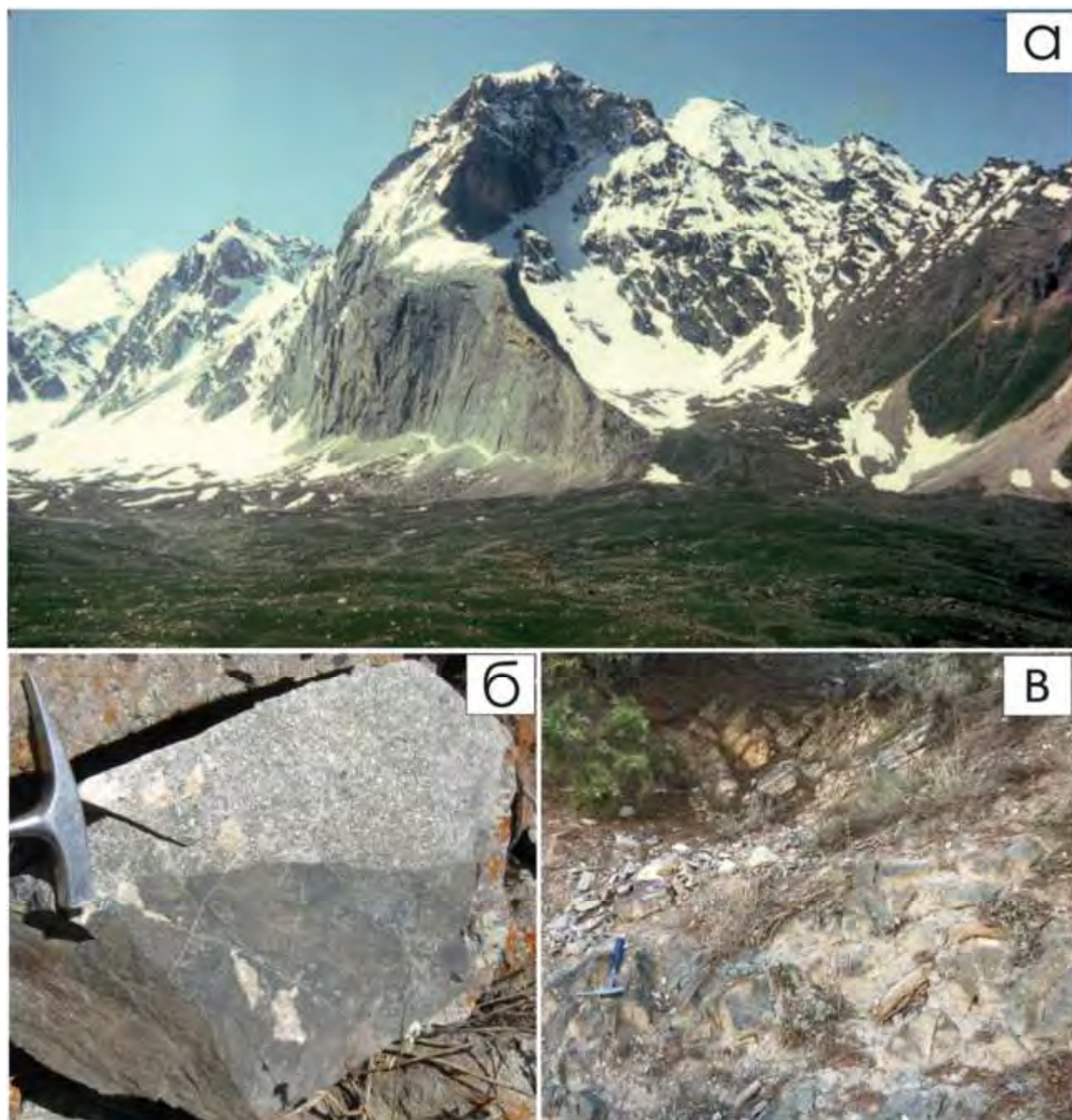


Рис. 3.3.1. Фотографии гранитоидов Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня: (а) - выходы гранитоидов Кичикалайского батолита в верховьях р. Киргизата (фото Г.С. Бискэ); (б) - секущий контакт гранитов Маляранского массива с карбоновыми песчаниками; (в) - секущий контакт небольшого силла габброидов (нижняя часть фото) с девонскими слоистыми кремнями (верхняя часть фото) в правом борту р. Гульча.

В конце двадцатого столетия алайские интрузии были описаны несколькими авторами (Додонова, 1974; Зайд и др., 1981; Осмонбетов, 1982; Туровский и др., 1988; Ненахов и др., 1985, 1988, 1991, 1992; Ненахов и Белов, 1996; Соломович, 1997, 2007). Однако, так как существующие характеристики основаны на ограниченном количестве анализов петрогенных элементов и калий-аргоновых датировках, интрузии Алайского сегмента были снова изучены нами в рамках данной работы.

По данным Додоновой (1974), Осмонбетова (1982), Ненахова с соавторами (1991, 1992), Замалетдинова и Трегубова (1994) и Соломовича (1997, 2007) постколлизийные интрузии Алайского сегмента подразделяются на четыре главные серии или комплекса. Самым восточным является Караказыкский габбро-монцодиорит-гранодиоритовый комплекс, отнесенный к I-типу (Ненахов и др., 1991, 1992), включает около 20 массивов, самым крупным из которых является Кичикалайский батолит (рис. 3.3. и 3.4.). Массивы сложены породами трех или четырех интрузивных фаз, внедренных в гомодромной последовательности от более основных к более кислым, не считая жильной серии. Первая фаза образована преимущественно основными породами группы габбро (габбро, оливиновое габбро, габбронориты, габбросиениты), иногда переходящими в габбродиориты; вторая фаза представлена средними породами - диоритами, монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами; третья фаза образована умеренно кислыми породами: кварцевыми монцонитами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, адамеллитами; породы четвертой фазы это чаще всего кислые породы - граниты и лейкограниты, реже гранодиориты и граносиениты.

Интрузии центральной части Алайского сегмента на западном продолжении Кичикалайского батолита отнесены к шошонитовым высоко-Ba-Sr гранитоидам Улуккольского комплекса (Ненахов и др., 1991, 1992). К Улуккольскому комплексу относятся более двадцати массивов, наиболее характерными из которых являются Сурметашский и Исфайрамский (рис. 3.3. и 3.4.), изученные в настоящей работе. Массивы Улуккольского комплекса сложены разнообразными субщелочными породами: монцодиоритами, монцонитами, кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и гранитами, которые сходны с породами Караказыкского комплекса, но отличаются от них повышенной щелочностью.

Каравшинский мигматит-адамеллит-лейкогранитовый комплекс развит в области Туркестанского зонального метаморфизма (рис. 3.2.) и включает около десяти массивов

гранитов S-типа (Ненахов и др., 1991, 1992). По данным Соломовича (1997, 2007) Каравшинский комплекс, по сути дела, представляет собой неразрывную ассоциацию петрогенетически родственных метаморфогенных (силурийские и девонские кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации), анатектических (мигматиты) и интрузивно-анатектических (граниты) пород, находящихся в автохтонном и параавтохтонном залегании. В конкретных плутонах в различной пропорции сочетаются признаки автохтонного и субавтохтонного залегания гранитов. Наиболее типичными мигматит-плутонами являются Актерекский и Ляйлякский массивы, которые представляют собой совокупность множества сближенных ветвящихся согласных дайкообразных гранитных тел различных размеров, перемежающихся с мигматитами. Актерекский массив площадью 16 кв. км окружен мощным полем мигматитов, превосходящим его по размерам, и его границы могут быть намечены лишь условно. Граниты и лейкограниты тяготеют к центру массива, а адамеллиты, гранодиориты и плагиограниты к периферии и между ними отмечаются постепенные переходы. В других массивах имеют место участки рвущих контактов с ороговикованием и секущими апофизами гранитов в сланцах и ксенолитами последних в гранитах. В Каравшинском массиве лейкограниты прорывают адамеллиты-гранодиориты, что определяет его двухфазное строение. Жильная фация широко распространена и представлена пегматитами. Между Ляйлякским и Джиптыкским массивами распространены поля редкометальных пегматитов, в которых насчитывается несколько тысяч жил.

К четвертой группе относятся небольшие массивы щелочных пород Матчайского комплекса, которые сложены как недосыщенными кремнеземом нефелиновыми сиенитами, так и кварц-содержащими сиенитами и лейкогранитами. Массивы этого комплекса также включают небольшие тела щелочных габброидов и жильные карбонатиты (Перчук и др., 1961; Шинкарев, 1966; Помазков, 1958, 1982, 1988; Осмонбетов и Кнауф, 1982; Vrublevskii et al., 2017).

Геологическая схема Исфайрамской интрузии (рис. 3.4.) показывает, что породы всех четырех комплексов часто характеризуются тесной пространственной ассоциацией. По данным (Ненахов и др., 1991, 1992) интрузии Матчайского комплекса демонстрируют признаки одновременного внедрения щелочных и гранитоидных расплавов.



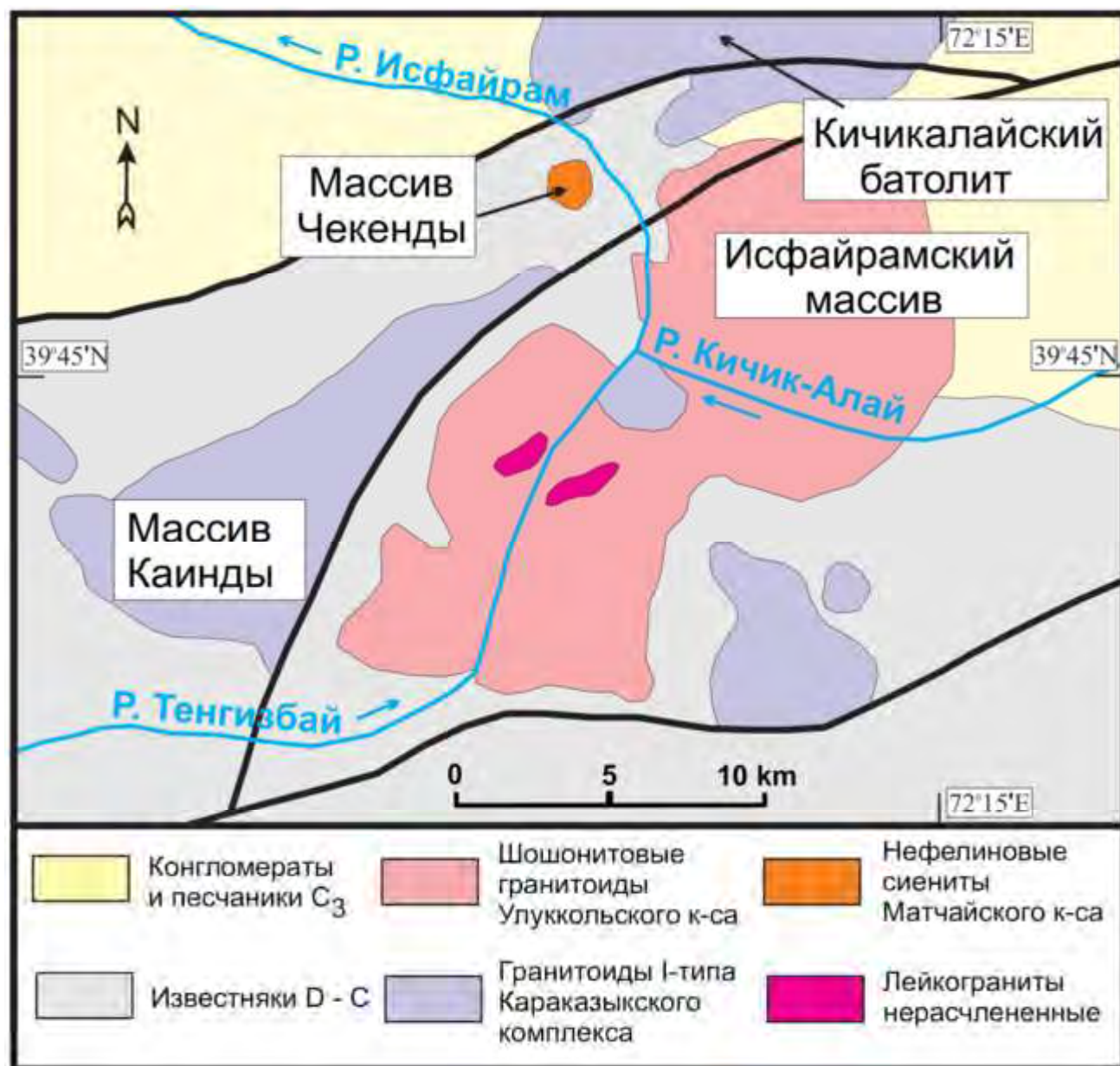


Рис. 3.4. Схематическая геологическая карта Исфаирамского массива. Геологическая основа по данным Nenakhov et al. (1991).

Интрузии Каравшинского комплекса, расположенные среди метаморфических пород Зеравшано-Алайского блока, показаны на геологических картах как позднекарбоновые-раннепермские. Интрузии Караказыкского комплекса в пределах Букантау-Кокшаальского пояса обычно показаны как раннепермские. Наконец, некоторые щелочные интрузии Матчайского комплекса показаны на геологических картах как среднепермские (e.g. Турсунгазиев и Петров, 2008). К-Ar возрасты алайских

интрузий варьируют в диапазоне 300 – 270 млн лет (Иваников и др., 1990). Возраст  $283.7 \pm 3.5$  млн лет был получен с помощью датирования цирконов U-Pb методом *in situ* для Беляулийской интрузии в восточной части Алайского сегмента (De Grave et al., 2012). Менее точные возрасты в интервале 292 – 263 млн лет были получены для еще пяти небольших тел гранитов на южных склонах Алайского хребта (De Grave et al., 2012; Käßner et al., 2017). Rb–Sr изохрона и три Ar–Ar возраста были недавно опубликованы для карбонатитов Матчайского комплекса (Vrublevskii et al., 2017). Эти возраста в интервале 227 – 198 млн лет основаны на датировании флогопита, и их возможное значение обсуждается ниже.

Поскольку наиболее крупные и характерные интрузии, расположенные в водораздельных частях Алайского и Туркестанского хребтов, остались не достаточно изучены, они были опробованы в рамках настоящей работы (рис. 3.3.). Семь проб были отобраны из Сурметашской и Исфайрамской интрузий, сложенных гранитоидами I-типа Каракызского комплекса и шошонитовыми гранитоидами Улуккольского комплекса (табл. 3.1., рис. 3.3.). Гранодиорит Ляйлякского массива (пр. 11) представляет Каравшинский комплекс, связанный с метаморфическими породами Зерашано-Алайского блока. Щелочные породы Матчайского комплекса представлены нефелин-эгириновым сиенитом из интрузии Матча (пр. 19) и карбонатитовой жилой из интрузии Зардалек (пр. 17). Геологическое строение и петрография опробованных интрузий описаны в литературе, и соответствующие ссылки вместе с координатами мест опробования и основными результатами приведены в табл. 1. Краткие петрографические описания проб, отобранных для датирования, приводятся ниже, а фотографии шлифов даны на рис. 3.5.

Монцодиорит из Сурметашской интрузии (пр. 4) представляет собой среднезернистую породу с аллотриоморфнозернистой структурой, состоящую из плагиоклаза (40%), калиевого полевого шпата (5%), кварца (5%), роговой обманки (30%), биотита (15%) и клинопироксена (3%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и рудным. Плагиоклаз характеризуется выраженной зональностью, и его внутренние зоны интенсивно серицитизированы. Кварц встречается в виде изолированных агрегатов зерен вокруг кристаллов плагиоклаза. Зерна калиевого полевого шпата встречаются только в контакте с кварцем. Мафические минералы образуют небольшие агрегаты зерен. Биотит характеризуется сильным плеохроизмом и

слабо хлоритизирован. Зерна акцессорных минералов: циркона, сфена и рудного, образуют вроски в биотите.

Таблица 3.1. Характеристика проб гранитоидов Алайского сегмента и основные результаты

Номер пробы	Комплекс	Район	Массив	Порода	Координаты WGS-84	Основные результаты					
						U-Pb возраст млн. лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$T_{\text{DMs}}$ млрд. лет	$\epsilon\text{Hf}_{(t)}$	SHc* млн. лет
4	Шошонитовые гранитоиды Улуккольского комплекса и гранитоиды I-типа	Долина р. Сурметаш	Сурметаш	Монодиорит	N 39.7837 E 71.8616	284 ± 4	0.70973	-5.5	1.545	-5.49	1.645
5		Долина р. Сурметаш	Сурметаш	Снегит	N 39.7800 E 71.8620	281 ± 3	0.70649	-4.2	1.148	0.46	1.256
6А	Караказьянского комплекса	Долина р. Сурметаш	Сурметаш	Снегит	N 39.7817 E 71.8666	283 ± 4	0.70654	-5.3	1.330	0.34	1.276
6В		Долина р. Сурметаш	Сурметаш	Монодиорит	N 39.7817 E 71.8666	н.д.	0.70726	-5.2	1.296	н.д.	н.д.
7		Долина р. Исфайрам	Исфайрам	Кварцевый снегит	N 39.7605 E 72.2023	н.д.	0.70653	-3.5	1.061	н.д.	н.д.
9		Долина р. Исфайрам	Исфайрам	Кварцевый снегит	N 39.7605 E 72.2023	275 ± 6	0.70645	-4.1	1.113	-0.26	1.307
10		Долина р. Исфайрам	Исфайрам	Кварцевый моноцит	N 39.7554 E 72.2033	283 ± 3	0.70691	-3.7	1.062	2.89	1.117
11		Каравинский (S-типа)	Водораздел Лейлимазар-Уртачашма	Ляйлак	Граодиорит	N 39.5931 E 70.0649	287 ± 4	н.д.	н.д.	н.д.	0.96
19	Матчайский (щелочной)	Долина р. Актерек	Матча	Нефелиновый снегит	N 39.5544 E 70.7641	н.д.	0.70713	-4.4	1.356	н.д.	н.д.
17		Долина р. Зардалек	Зардалек	Карбонатит	N 39.7886 E 71.1170	н.д.	0.70774	-7.3	1.785	н.д.	н.д.

н.д. – нет данных



Сиенит из Сурметашской интрузии (пр. 5) представляет собой крупнозернистую породу с аллотриоморфнозернистой структурой, состоящую из калиевого полевого шпата (55%), плагиоклаза (15%), роговой обманки (18%) и биотита (10%) с небольшим количеством акцессорных рудных минералов (2%), а также циркона и сфена. Структура весьма неравномерная с крупными пертитовыми кристаллами калиевого полевого шпата, включающими вытянутые домены плагиоклаза, что является результатом замещения, так как домены плагиоклаза в калиевом полевоом шпате имеют одинаковую кристаллографическую ориентировку. Плагиоклаз характеризуется выраженным альбитовым двойникованием. Встречаются также более крупные зерна плагиоклаза. Зерна роговой обманки включают небольшие кристаллы плагиоклаза. Биотит с сильным плеохроизмом замещает роговую обманку. Циркон и большая часть зерен рудного минерала образует вросстки в биотите.

Еще один сиенит из Сурметашской интрузии (пр. 6А) представляет собой крупнозернистую аллотриоморфнозернистую породу, состоящую из калиевого полевого шпата (40%), плагиоклаза (20%), роговой обманки (20%) и биотита (15%) с небольшим количеством кварца (2%), клинопироксена (1%) и акцессорных: циркона, сфена и рудных минералов (2%). Мафические минералы образуют агрегаты зерен в ассоциации с зональным плагиоклазом. Пертитовый калиевый полевой шпат содержит многочисленные включения плагиоклаза, оптическая ориентировка которых позволяет предположить замещение калишпатом первоначально более крупных кристаллов плагиоклаза. Роговая обманка развивается по клинопироксену, который сохраняется в центральных частях некоторых зерен амфибола. Зерна акцессорных минералов приурочены к скоплениям зерен биотита и амфибола.

Порфиоровидный кварцевый сиенит из Исфайрамской интрузии (пр. 9) представляет собой однородную среднезернистую порфиоровидную породу, состоящую из калиевого полевого шпата (60%, из них 20% в виде порфиоровых вкрапленников), плагиоклаза (25%), эгирина (10%) с небольшим количеством кварца (5%), биотита и акцессорных: циркона, сфена и рудных минералов. Калиевый полевой шпат представлен микроклин-пертитом с интунсивным двойникованием как в порфиоровых вкрапленниках, так и в основной массе. Зерна плагиоклаза сдвойникованы по альбитовому закону. Облачный кварц равномерно распределен среди других минералов. Мафические

минералы также распространены относительно равномерно и ассоциируют с зернами кварца.

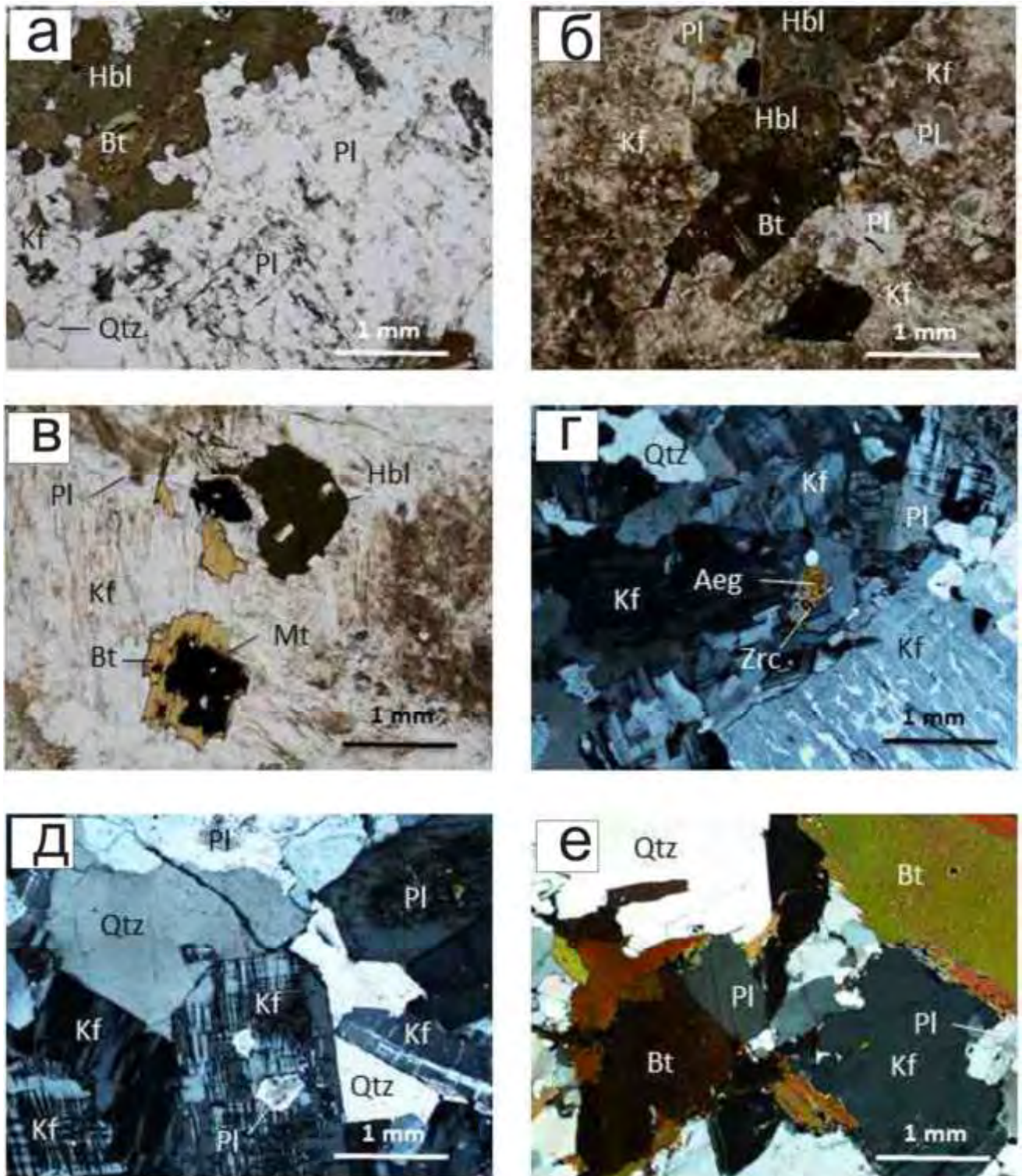


Рис. 3.5. Микрофотографии петрографических шлифов гранитоидов Алайского сегмента, отобранных для датирования по цирконам. Photomicrographs of thin sections

from rocks utilised in this study for geochronology. (a) Монцодиорит Сурметашского массива пр. 4 со скоплением зерен мафических минералов: биотита и амфибола; (б) сиенит Сурметашского массива пр. 5 с включениями плагиоклаза в более крупных зернах калиевого полевого шпата; (в) сиенит Сурметашского массива пр. 6А с крупными кристаллами пертитового калишпата с включениями амфибола и биотита; (г) кварцевый сиенит-порфир Исфайрамского массива пр. 9 с крупным кристаллом мезопертита в более мелкозернистой основной ткани, состоящей из калишпата, плагиоклаза и кварца с небольшим зерном эгирина включающим циркон; (д) кварцевый монцонит Исфайрамского массива пр. 10; (е) гранодиорит из Ляйлякского массива пр. 11. Фотографии а-в сделаны в проходящем свете, г-е в поляризованном свете. Сокращения Aeg – эгирин, Hbl – роговая обманка, Bt – биотит, Mt – магнетит, Zrc – циркон, Pl – плагиоклаз, Kf – калишпат, Qtz – кварц.

Кварцевый монцонит из Исфайрамской интрузии (пр. 10) представляет собой среднезернистую аллотриоморфнозернистую породу, состоящую из калиевого полевого шпата (40%), плагиоклаза (30%), кварца (10%), биотита (10%), амфибола (5%) с довольно большим количеством акцессорных: циркона, сфена и рудных минералов (5%). Структура характеризуется равномерным распределением мафических минералов и присутствием нескольких более крупных кристаллов пертитового калиевого полевого шпата с включениями плагиоклаза. Однако, большая часть зерен серицитизированного зонального плагиоклаза имеет субидиоморфные очертания. Роговая обманка практически полностью замещена агрегатом тремолита-актинолита, зеленого биотита, эпидота, сфена и рудного минерала. Биотит образует отдельные кристаллы с многочисленными включениями рудного минерала окаймленного сфеном. Это означает, что первоначально рудный минерал был представлен ильменитом, которые распался с образованием сфена и магнетита.

Гранодиорит из Ляйлякской интрузии (пр. 11) представляет собой средне-крупнозернистую аллотриоморфнозернистую породу, состоящую из плагиоклаза (40%), калиевого полевого шпата (5%), кварца (15%) и биотита (35%) с небольшим количеством роговой обманки, сфена, циркона, светлой слюды и рудных минералов (5%). Плагиоклаз присутствует в виде крупных незначительно серицитизированных кристаллов с выраженной зональностью и двойникованием. Кварц образует как крупные

зерна с волнистым погасанием, так и мелкие зерна на границе кристаллов плагиоклаза. Биотит участками хлоритизирован и содержит многочисленные включения зерен циркона. Сфен образует цепочки мелких зерен, ассоциирующие с редкими зернами рудного минерала и вторичной светлой слюды.

Во всех отобранных пробах были проанализированы содержания петрогенных и редких элементов, а также Sr, Nd и Pb изотопный состав пород и изотопный состав Hf в цирконах, которые были датированы U–Pb методом *in situ*.

### 3.2.1. Геохимия

Химические составы главных типов магматических пород постколлизийных интрузий Алайского сегмента приведены в таблице Б3 (Приложение Б) и нанесены на классификационные и дискриминационные диаграммы (рис. 3.6. и 3.7.) вместе с данными по петрогенным элементам опубликованным Соломовичем (1997). Анализ проб проведен в лаборатории ВСЕГЕИ, и детали аналитической процедуры опубликованы нами ранее (Koponelko et al., 2018).

Содержания  $\text{SiO}_2$  в породах Караказыкского и Улуккольского комплексов варьируют в достаточно широком диапазоне от 53 to 73 вес. % (табл. Б3, рис. 3.6.). На диаграмме TAS гранитоиды Караказыкского комплекса попадают в поле субщелочной серии и классифицируются как габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты, тогда как большинство составов пород Улуккольского комплекса попадает в поле щелочной серии и классифицируются как монцодиориты, монцониты, сиениты, кварцевые монцониты и граниты (рис. 3.6. а). Породы обоих комплексов характеризуются умеренноглиноземистыми составами со значениями индекса глиноземистости ASI от 0.7 до 1.0 (рис. 3.6. б). Составы гранитоидов Караказыкского комплекса образуют тренд в полях известковой и известково-щелочной серий на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % и проецируются в поля умеренно обогащенных калием и высококалиевых серий на диаграмме  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, тогда как породы Улуккольского комплекса на этих же диаграммах попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий и шошонитовой серий, соответственно (рис. 3.6. в и г). На диаграмме  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % гранитоиды Улуккольского комплекса попадают как в поле толеитовой серии, так и в поле



известково-щелочной серии, тогда как породы Караказыкского комплекса в основном проецируются в поле известково-щелочной серии (рис. 3.6. е).

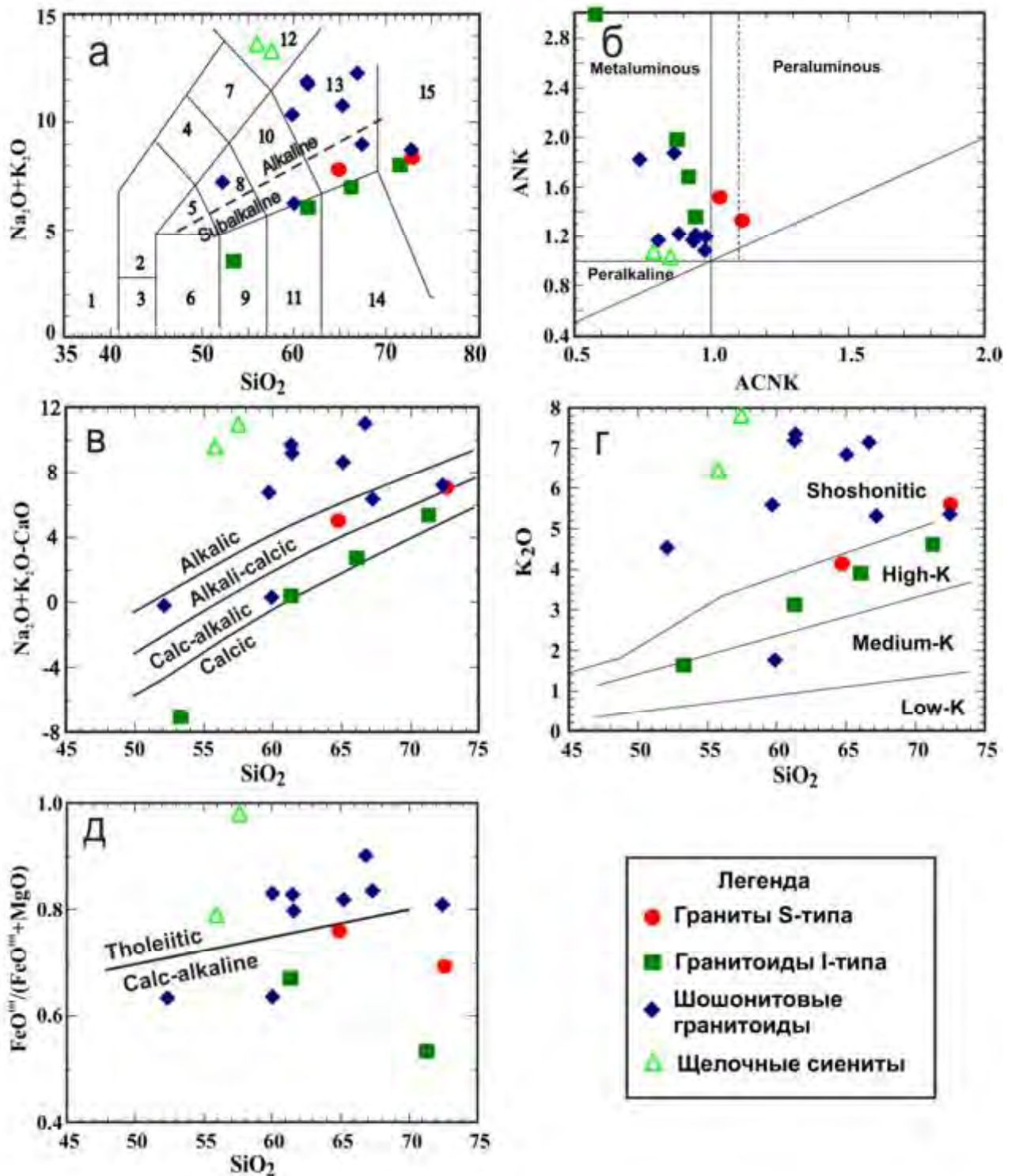


Рис. 3.6. Химические составы гранитоидов Алайского сегмента на классификационных и дискриминационных диаграммах: (а) диаграмма TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, названия полей по Middlemost (1994): 1 – фойдолит, 2 –

фельдшпатоидное габбро, 3 – габбро-перидотит, 4 – фельдшпатоидный монцодиорит, 5 – монцогаббро, 6 – габбро, 7 – фельдшпатоидный монцосиенит, 8 – монцодиорит, 9 – габбро-диорит, 10 – монцонит, 11 – диорит, 12 – фельдшпатоидный сиенит, 13 – сиенит и кварцевый монцонит, 14 – гранодиорит, 15 – гранит; (б) диаграмма ANK vs. ACNK, где  $ANK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$  мол.,  $ACNK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$  мол.; (в) диаграмма  $(Na_2O + K_2O - CaO)$  vs.  $SiO_2$ , вес. %, поля по Frost and Frost (2008); г) диаграмма  $K_2O$  vs.  $SiO_2$ , вес. %, поля по Le Maitre et al. (1989); (д) диаграмма  $FeO / (FeO^{tot} + MgO)$  vs.  $SiO_2$ , вес. %, поля по Frost and Frost (2008).

Гранитоиды Улуккольского комплекса характеризуются относительно низкими содержаниями  $TiO_2$  (< 1.3 вес. %) and высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (> 9 вес. %) типичными для шошонитовых серий (Morrison, 1980; Müller et al., 1992). Спектры распределения REE в проанализированных породах обоих комплексов характеризуются резким обогащением легкими REE и в различной степени проявленными отрицательными Eu аномалиями (рис. 3.7. а). Спектры распределения редких элементов характеризуются правым наклоном и демонстрируют резкое обогащение пород литофильными элементами, включая Rb, Th и K, что также является типичным для шошонитовых серий (Morrison, 1980; Müller et al., 1992), и отчетливые отрицательные Nb-Ta-Ti аномалии (рис. 3.7. б).

Гранитоиды Каравшинского комплекса представлены высокоглиноземистыми высококалийевыми кварцевыми монцонитами и гранитами щелочно-известковой серии табл. БЗ, рис. 3.6.). По данным Solomovich (2007) высокоглиноземистые гранитоиды Каравшинского комплекса относятся к гранитам S-типа. Однако, изученный нами гранодиорит Ляйлякского массива (пр. 11) содержит небольшое количество амфибола и, скорее, напоминает связанные с метаморфическими породами граниты Гармского блока, которые были классифицированы Konopelko et al. (2015) как высокоглиноземистые граниты I-типа.

Нефелиновые сиениты из интрузии Матча близки по составу к щелочным породам интрузии Дараи Пиёз, которая расположена в восточной части Гиссарского сегмента в непосредственной близости от рассматриваемой территории Konopelko et al. (2017). Это пересыщенные щелочами или умеренно глиноземистые недосыщенные кремнеземом породы щелочной серии, которые проецируются в поле фойдосиенитов на

классификационной диаграмме TAS (рис. 3.6.). Карбонатиты, связанные с породами Матчайского комплекса, были классифицированы Vrublevskii et al. (2017) как кальциевые карбонатиты, хотя часть составов соответствует Mg-карбонатитам.

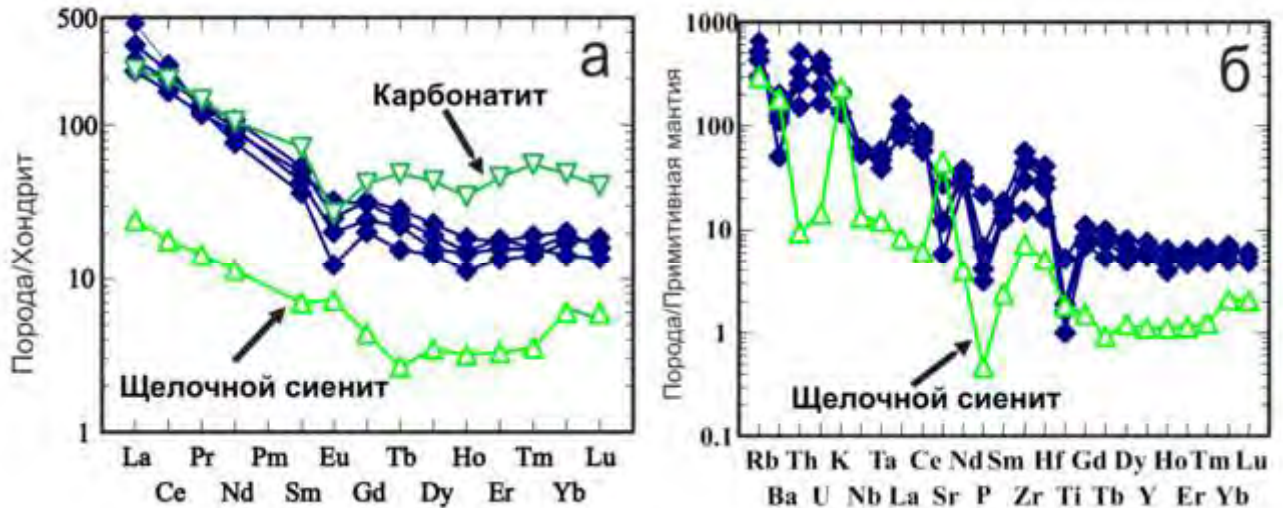


Рис. 3.7. Спектры распределения концентраций REE в гранитоидах Алайского сегмента, нормированные к хондриту и спектры распределения концентраций редких элементов, нормированные к примитивной мантии. Для нормирования использовались значения концентраций по Sun and McDonough, (1989). См. легенду на рис. 6.

Две проанализированные пробы нефелинового сиенита и карбонатита Матчайского комплекса характеризуются фракционированными спектрами распределения REE и относительным обогащением высокозарядными катионами Nb, Zr и Hf (рис. 3.7. а и б) типичными для щелочных пород. Однако, суммарные содержания REE и HFSE в этих породах относительно невелики, что также характерно для щелочных пород интрузии Дарай Пиёз и других щелочных комплексов Тянь-Шаня (с.f. Konopelko et al., 2014, 2017; Vrublevskii et al., 2017).

### 3.2.2. Результаты U–Pb датирования и изотопный состав Hf в цирконах

Датирование цирконов U–Pb методом *in situ* выполнено с помощью ионного микрозонда SHRIMP II в университете Куртин (Curtin) в Австралии, а определение изотопного состава Hf в цирконах выполнено методом лазерной абляции с помощью

микронзонда а Geolas UV-193 в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук в Пекине. Детали аналитических процедур опубликованы нами ранее (Konopelko et al., 2018). Результаты датирования цирконов представлены в таблице В4 (Приложение В) и на диаграммах с конкордией (рис. 3.8.). Изотопный состав Lu–Hf был проанализирован в тех же доменах цирконов, которые ранее были проанализированы с помощью ионного микронзонда SHRIMP II. Результаты, включая  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и модельные возрасты ( $t_{\text{Hfc}}$ ), представлены в таблице В5 и на рис. 3.9. Цирконы, выделенные из 6 проб гранитоидов, характеризуются короткопризматическим обликом и выраженной магматической зональностью на катодолюменицентных изображениях, а также значениями отношений Th/U в диапазоне от 0.2 до 0.9 (табл. В4) типичными для магматических цирконов (Rubatto, 2002; Kirkland et al., 2015). Исключение составляют цирконы из гранодиорита Ляйлякского массива (пр. 11), в которых установлены относительно низкие значения отношений Th/U (0.05–0.2), хотя эти цирконы также характеризуются выраженной магматической зональностью.

Восемнадцать анализов, сделанных в 17 зернах циркона из монцодиорита Сурметашской интрузии (пр. 4), проецируются на конкордию и позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $284 \pm 4$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации монцодиорита. Один конкордантный анализ ксеногенного циркона с  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастом  $1458 \pm 11$  млн лет и один дискордантный анализ с возрастом  $\sim 1900$  млн лет были исключены из расчетов. Тринадцать анализов изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен возраст, показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0.2824024 до 0.2825013, что соответствует значениям  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от -3.6 до -7.0 (средневзвешенное -5.5) и модельным возрастам ( $t_{\text{Hfc}}$ ) от 1.74 до 1.52 млрд лет (средневзвешенное 1.64 млрд лет). В конкордантном ксеногенном зерне циркона установлено значение  $\epsilon\text{Hf}(t) = 19.1$  (на 283 млн лет) и модельный возраст ( $t_{\text{Hfc}}$ ) 2,5 млрд лет.

Семнадцать анализов, сделанных в 17 зернах циркона из сиенита Сурметашской интрузии (пр. 5), также проецируются на конкордию и позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $281 \pm 3$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации сиенита. Двадцать шесть анализов изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен возраст, а также в



некоторых других зернах, показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0.2825863 до 0.2826596, что соответствует значениям  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  от -0.6 до +2.0 (средневзвешенное +0.5) и модельным возрастам ( $t_{\text{HfC}}$ ) от 1.36 до 1.17 млрд лет (средневзвешенное 1.26 млрд лет).

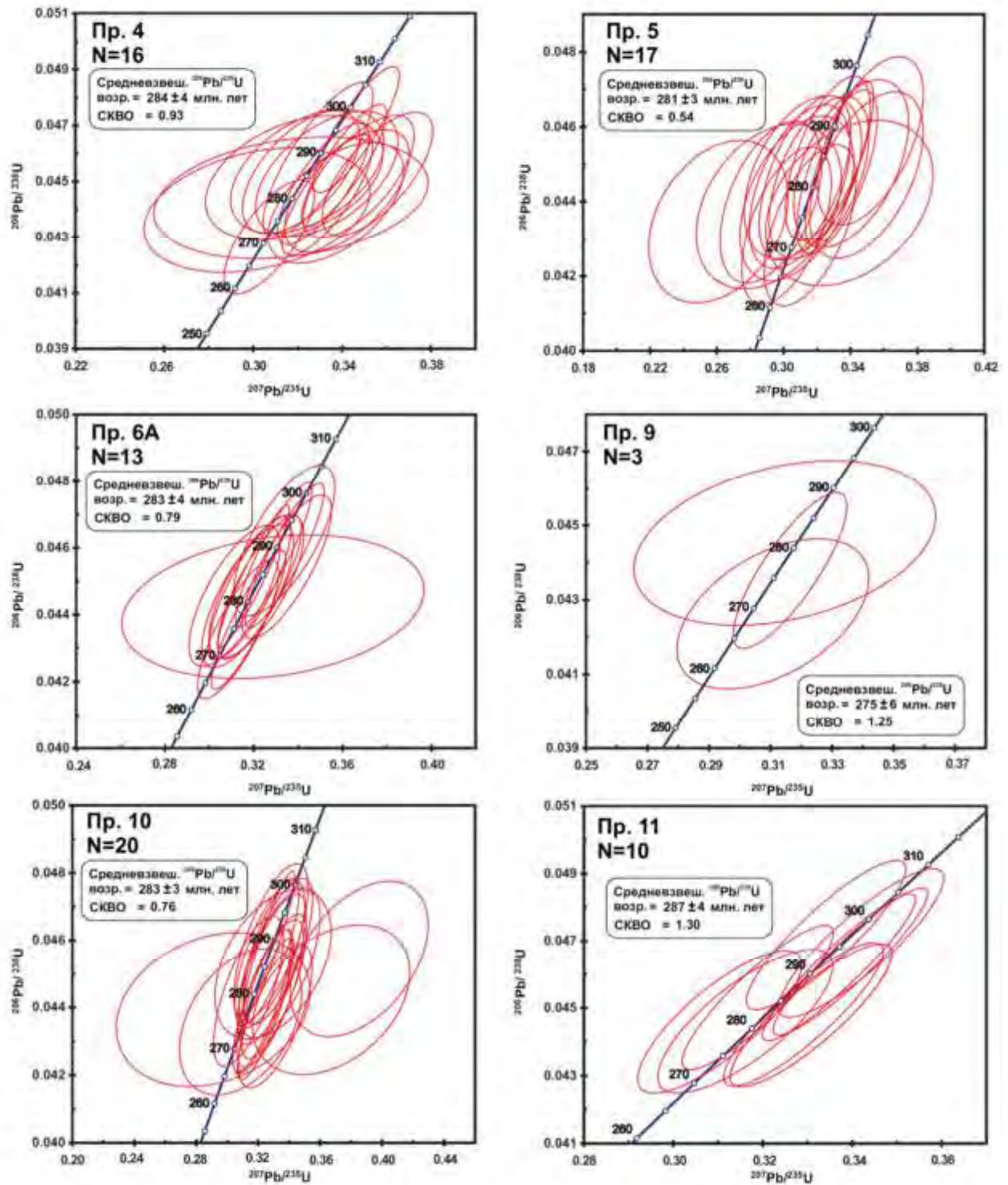


Рис. 3.8. Результаты U–Pb датирования гранитоидов Алайского сегмента на диаграммах с конкордией. Номера проб как в таблице 3.1.

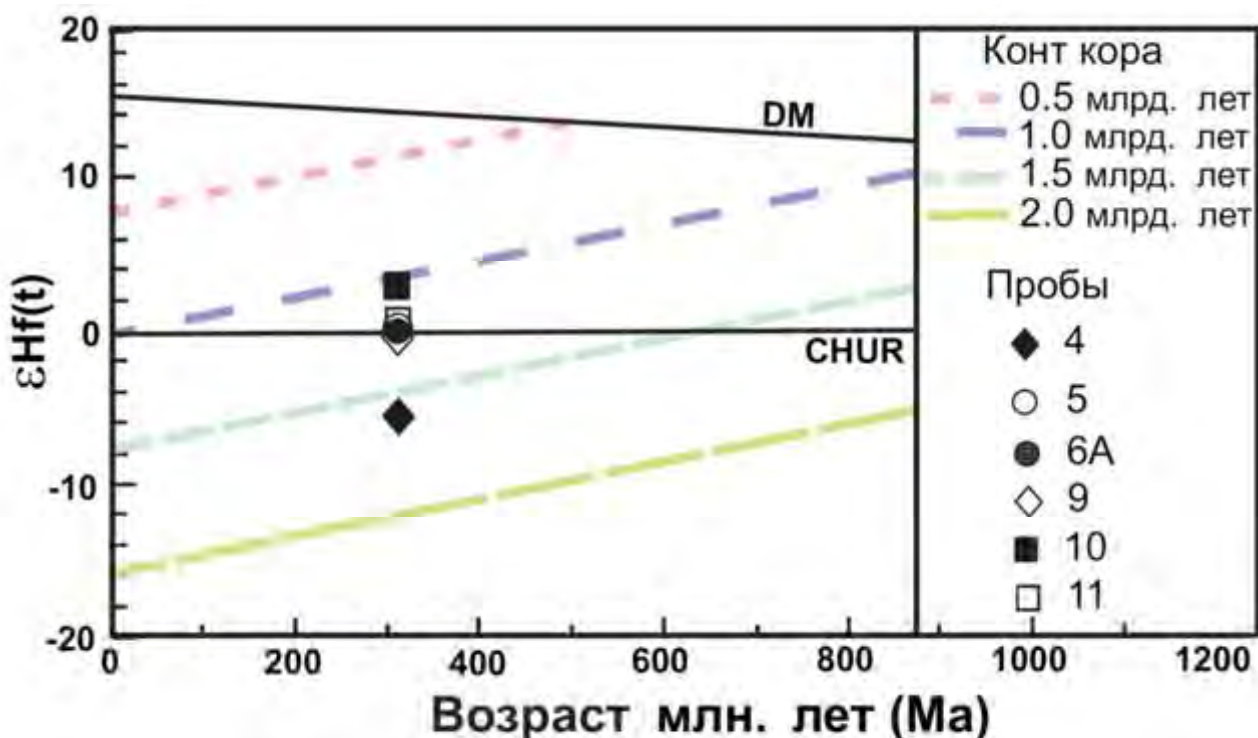


Рис. 3.9. Диаграмма, иллюстрирующая соотношение значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и модельных возрастов Hf  $T_{\text{DM}}^c$  с возрастaми кристаллизации соответствующих пород. Линии эволюции континентальной коры рассчитаны с использованием значения Lu-Hf 0.015 согласно Griffin et al. (2000). Номера проб как в таблице 3.1.

Тринадцать анализов, сделанных в 12 зернах циркона из еще одной пробы сиенита Сурметашской интрузии (пр. 6А), также проецируются на конкордию и позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $283 \pm 4$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации сиенита. Четырнадцать анализов изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен возраст, а также в 2 других участках, показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0.2825801 до 0.2826449, что соответствует значениям  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  от -0.9 до +1.4 (средневзвешенное +0.3) и модельным возрастaм ( $t_{\text{Hfc}}$ ) от 1.35 до 1.21 млрд лет (средневзвешенное 1.28 млрд лет).

Только 5 зерен циркона, выделенных из кварцевого порфировидного сиенита Исфайрамской интрузии (пр. 9), удалось проанализировать с достаточной точностью из-за очень высоких содержаний U и Th. Если исключить из расчетов два более древних

дискордантных анализа, оставшиеся три результата позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $275 \pm 6$  млн лет. Этот возраст может рассматриваться в качестве предварительной оценки возраста кристаллизации сиенит-порфира, однако он согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым сиенит-порфиры прорывают вмещающие массивные сиениты. Два анализа изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен возраст, а также тринадцать дополнительных анализов более радиогенных зерен, показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0.2825214 до 0.2826574, что соответствует значениям  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  от -3.2 до +1.7 (средневзвешенное -0.2) и модельным возрастам ( $t_{\text{Hfc}}$ ) от 1.40 до 1.12 млрд лет (средневзвешенное 1.31 млрд лет).

Двадцать одно зерно цирконов было проанализировано в монцоните из Исфайрамской интрузии (пр. 10). Если исключить из расчетов один более древний дискордантный анализ, оставшиеся 20 анализов позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $283 \pm 3$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации монцонита. Двадцать анализов изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен возраст, показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0.2826092 до 0.2827637, что соответствует значениям  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  от +0.1 до +5.5 (средневзвешенное +3.0) и модельным возрастам ( $t_{\text{Hfc}}$ ) от 0.95 до 1.28 млрд лет (средневзвешенное 1.12 млрд лет).

Пятнадцать зерен цирконов было проанализировано в гранодиорите из Ляйлякского массива (пр. 11). Если исключить из расчетов четыре более древних анализа с  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастaми в диапазоне 320 – 301 млн лет и один более молодой анализ (263 млн лет), оставшиеся 10 анализов позволяют рассчитать средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст  $287 \pm 4$  млн лет, который интерпретируется как возраст кристаллизации гранодиорита. Одиннадцать анализов изотопного состава Hf в цирконах, выполненные в тех же участках, где был определен кристаллизационный возраст, показали, что цирконы характеризуются близкими значениями первичных отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в диапазоне от 0.2825589 до 0.2827729, что соответствует значениям  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  от -1.4 до +5.9 (средневзвешенное +0.1) и модельным возрастам ( $t_{\text{Hfc}}$ ) от 1.39 до 0.93 млрд лет (средневзвешенное 1.24 млрд лет).

### 3.2.3. Изотопный состав Sr, Nd и Pb в породах

Изотопные составы Sr, Nd и Pb, проанализированные в 9 пробах алайских интрузий являются первыми данными об изотопном составе гранитоидов этого обширного района. Анализ выполнен в GFZ в Потсдаме, Германия; детали аналитических процедур были опубликованы нами ранее (Konopelko et al., 2018).

Первичные изотопные отношения (таблица В6 Приложение В) были вычислены с использованием возрастов кристаллизации соответствующих интрузий (табл. 3.1.) и данных об их химическом составе (табл. Б3). На диаграмме  $\epsilon\text{Nd}(t)$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (рис. 3.10. а) схематически показан состав мантийных пород и протерозойской коры, а также линии смешения между этими двумя компонентами. Все проанализированные пробы характеризуются смешанными составами с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в диапазоне от  $-3.5$  до  $-5.5$  и мезопротерозойскими Nd модельными возрастными ( $T_{\text{DM}}$ ) ( $1.54 - 1.06$  млрд лет). Подобные изотопные характеристики, выявленные также для гранитоидов других районов Тянь-Шаня, свидетельствуют об их происхождении из мезопротерозойских или более древних коровых источников (рис. 3.10. б, табл. 3.1.). Таблица 3.1. показывает, что значения Nd модельных возрастов ( $T_{\text{DM}}$ ) хорошо согласуются со значениями Hf модельных возрастов ( $t_{\text{HfC}}$ ). Обращает внимание, что карбонатит из интрузии Зардалек (пр. 17) характеризуется наименее радиогенным изотопным составом Nd ( $\epsilon\text{Nd}(t) = -7.3$ ) и отчетливо радиогенным составом Sr (рис. 3.3. и 3.9.; табл. 3.1.), что также установлено для щелочных пород интрузии Дарай Пиез, расположенной в восточной части Гиссарского сегмента (Konopelko et al., 2017).

Первичные изотопные отношения Pb в алайских породах близки к изотопным составам Pb гранитов других районов Тянь-Шаня (Chiaradia et al., 2006) со значениями отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в диапазоне от  $\sim 17.7$  до  $\sim 19.5$  (табл. В6). Изотопные составы алайских интрузий проецируются вблизи эволюционной кривой орогена (OR) на диаграмме показанной на рис. 3.10. в, и формируют крутой тренд между эволюционными кривыми орогена (OR) и верхней коры (UC) на диаграмме,

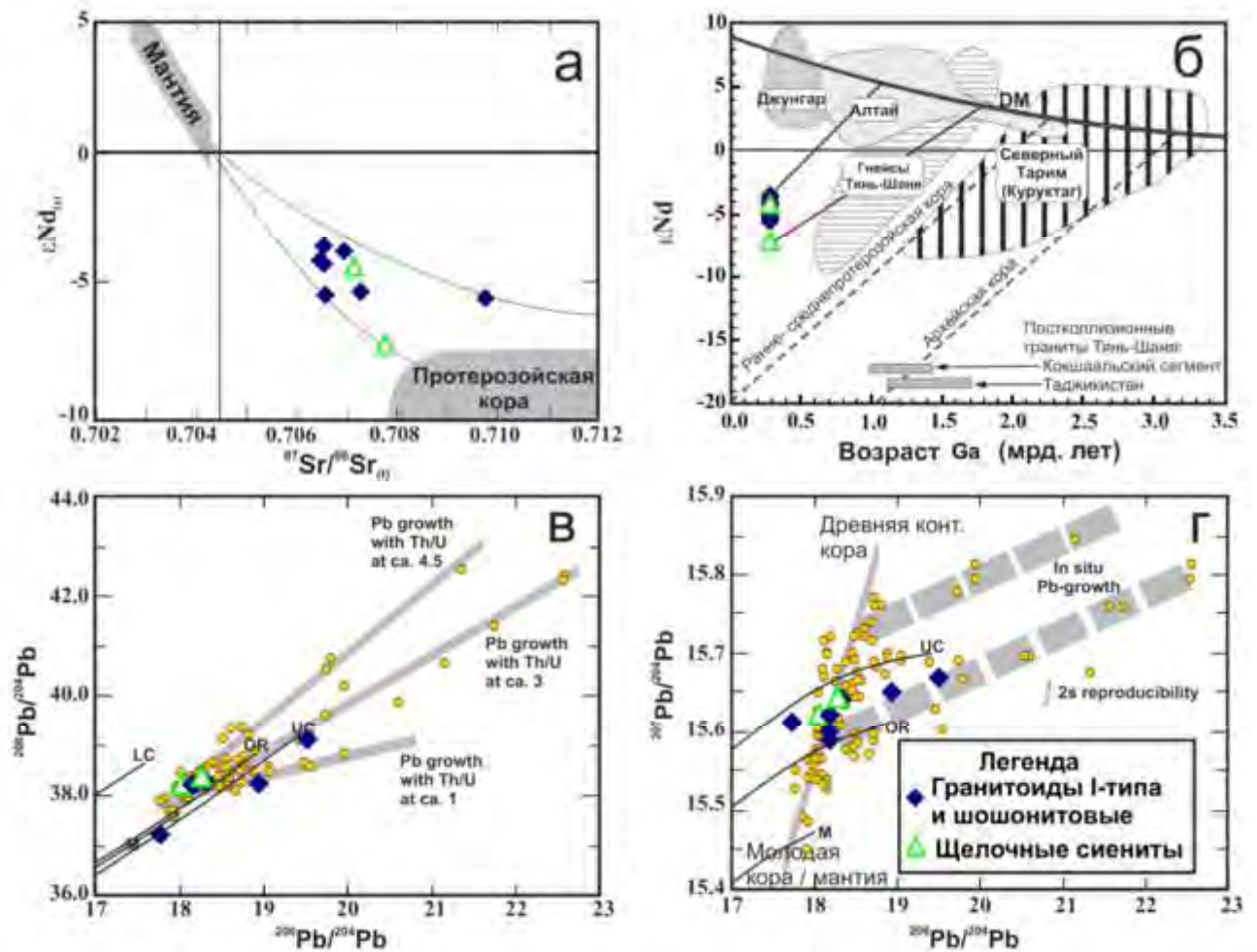


Рис. 3.10. Изотопные составы Sr, Nd, и Pb в гранитоидах Алайского сегмента. (а) - диаграмма  $\epsilon Nd(t)$  vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ : схематически показан состав мантийных пород и протерозойской коры, а также линии смешения между этими двумя компонентами; (б) – изотопные составы Nd проанализированных проб на диаграмме  $\epsilon Nd$  vs. Возраст кристаллизации. Поля изотопных составов Nd в породах Джунгара и Алтая, а также гнейсов Тянь-Шаня и северного Тарима (Куруктага) из работы Konopelko et al. (2007). Для сравнения вдоль горизонтальной оси показаны Nd модельные возрасты гранитов соседних районов таджикского Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2012, 2015, 2017) и Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня на территории Кыргызстана (Konopelko et al., 2007). Поля эволюции ранне- среднепротерозойской и архейской коры по данным Jahn et al. (2000). Эволюция изотопного состава Nd в деплетированной мантии согласно DePaolo (1981); (в) – первичные значения отношений  $^{208}Pb/^{204}Pb$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$  с линиями, показывающими рост Pb *in situ* в породах с разными отношениями Th/U; (г) - первичные значения отношений  $^{207}Pb/^{204}Pb$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$  с пунктирными линиями,



показывающими рост Pb *in situ*. Для сравнения залитыми желтым кружками показаны изотопные составы Pb в породах Тянь-Шаня и Алтая по данным Chiaradia et al. (2006). Смешение ювенильного материала и вещества древней коры схематически показано непрерывной серой линией, вдоль которой проецируются изотопные составы Pb в породах Алтая и Тянь-Шаня, причем последние характеризуются значительно более коровыми значениями изотопных отношений Pb.

показанной на рис. 3.10. г. Большинство проб проецирующихся на или над эволюционной кривой верхней коры (UC) относительно обогащены  $^{207}\text{Pb}$ , что свидетельствует об их происхождении из материала древней континентальной коры. Однако, изотопные составы Pb двух проб монцодиоритов из Сурметашской интрузии (6А и 6В), которые попадают на эволюционную кривую орогена (OR) более типичны для островодужных обстановок, в которых мантийные расплавы взаимодействуют с обогащенными  $^{207}\text{Pb}$  коровыми породами. В целом, все проанализированные пробы алайских гранитоидов ложатся на линию смешения между древней континентальной корой и ювенильной мантией, подтверждая тренд установленный для гранитоидов других районов Тянь-Шаня и Алая (рис. 3.10. г; Chiaradia et al., 2006).

### **3.3. Петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования раннепермских постколлизийных интрузий Алайского сегмента**

Особенности и причины геохимического разнообразия постколлизийных магматических серий Алайского сегмента обсуждались несколькими авторами (Осмонбетов и Кнауф, 1982; Nenakhov et al., 1991; Ненахов и Белов, 1996; Соломович, 1997, 2007). Наличие в этом регионе четырех геохимически контрастных серий, включающих (1) гранитоиды I-типа, (2) шошонитовые гранитоиды, (3) высокоглиноземистые граниты близкие к S-типу и (4) щелочные породы и карбонатиты, образование которых было совмещено во времени и в пространстве иллюстрируется детальными геологическими картами, одна из которых представлена на рис. 3.4. Гранитоиды I-типа и шошонитовые гранитоиды, часто присутствующие в одних и те же массивах, представлены как мафическими, так и кислыми породами с содержаниями  $\text{SiO}_2$  в диапазоне от 53 до 73 вес. %. Граниты близкие к S-типу представлены в основном

кислыми высокоглиноземистыми разновидностями. Щелочная серия представлена как недосыщенными кремнеземом нефелиновыми сиенитами, так и умеренно глиноземистыми кварц-содержащими гранитоидами. Большинство составов пород всех четырех комплексов характеризуется повышенной щелочностью и попадает в поле высококалиевых и шошонитовых серий (рис. 3.5. и 3.6.). Как мафические, так и кислые разновидности пород шошонитовой серии и серии I-типа характеризуются единообразными спектрами распределения REE и редких элементов с резким обогащением легкими REE и литофильными элементами и отчетливыми отрицательными аномалиями Ta, Nb и Ti, типичными для пород шошонитовых серий (рис. 3.7.).

Для 5 разновидностей магматических пород, включая 4 пробы шошонитовых гранитоидов и гранитоидов I-типа из Сурметашской и Исфайрамской интрузий и 1 гранодиорит из Ляйлякского массива, установлены U-Pb возрасты по цирконам в интервале 287 – 281 млн лет (табл. 3.1., рис. 3.8.), совпадающие с возрастом 284 млн лет, полученным для интрузии Беляули в восточной части Алайского сегмента (De Grave et al., 2012). Возраст  $287 \pm 4$  млн лет, полученный для гранодиорита Ляйлякского массива (табл. 3.1., рис. 3.8.), который прорывает мигматизированные гнейсы и сланцы в западной части Алайского сегмента, не отличим от возрастов около 290 млн лет, полученных для высокоглиноземистых гранитоидов прорывающих мигматизированные гнейсы Гармского блока, расположенного к западу от исследуемой территории (рис. 3.2., Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017). Более молодой и менее точный возраст 275 млн лет, полученный для сиенит-порфира прорывающего сиениты Исфайрамской интрузии (рис. 3.8.), близок к возрастам в диапазоне 275 – 263 млн лет, полученным для небольших гранитных интрузий на южных склонах Алайского хребта (De Grave et al., 2012; Käẗner et al., 2017), и к возрасту 267 млн лет, полученному для щелочного массива Дарай-Пиез (Konopelko et al., 2017). Этот возрастной интервал совпадает с возрастными постколлизийными интрузиями других районов Тянь-Шаня и определяет главный импульс постколлизийного магматизма в интервале 290 – 280 млн лет и постепенное затухание магматизма в последующие 20 млн лет (cf. Konopelko et al., 2007, 2008; Seltnann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017). Возраст 267 млн лет, установленный с помощью датирования цирконов для щелочной интрузии Дарай-Пиез (Konopelko et al., 2017) значительно древнее основанных на датировании флогопита

возрастов в интервале 227-198 млн лет, полученных Vrublevskii et al. (2017) для карбонатитов Матчинского комплекса. Близкие триасовые возрасты, недавно полученные с помощью различных геохронологических методов для восточной части Гиссарского сегмента и соседних террейнов (Käßner et al., 2017; Jepson et al., 2018a, b, c, d; Glorie et al., 2019), вероятно отражают переустановку изотопных систем в результате более молодых тектонических событий на южных границах Евразии в триасе – ранней юре, включающих, в частности, закрытие Рушанского океана и коллизию с Цянгангским блоком (Jepson et al., 2018a; Konopelko and Arayarov, 2018).

Изотопные составы Sr-Nd-Pb, проанализированные в 9 пробах гранитоидов Алайского сегмента характеризуются близкими значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  от  $-7.3$  до  $-3.5$ , мезопротерозойскими (с одним исключением) Nd модельными возрастными  $T_{DM}$  в диапазоне 1.54 – 1.06 млрд лет и первичными отношениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в диапазоне 0.7064 – 0.7097 (табл. 3.1., рис. 3.10.). Изотопный состав Hf в цирконах, проанализированный в 6 пробах, характеризуется близкими к нулю значениями  $\epsilon_{Hf}(t)$  и мезопротерозойскими модельными возрастными ( $t_{HfC}$ ) в диапазоне 1.6 – 1.1 млрд лет (табл. 3.1., рис. 3.10.). Таким образом, изотопные составы Sr-Nd-Pb-Hf в гранитоидах алайских интрузий указывают на происхождение из докембрийских коровых источников, что также является характерной чертой постколлизийных интрузий других районов Тянь-Шаня (cf. Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2013, 2017).

Геодинамическая обстановка, в которой сформировались раннепермские интрузии Алайского хребта, до сих пор является предметом дискуссий. Ненахов с соавторами (1992) предположили, что геохимически контрастные магматические серии Алайского сегмента образовались над крутопадающей на юг зоной субдукции на южной активной окраине Туркестанского океана. Однако большинством авторов признается, что в конце палеозоя южная окраина Туркестанского океана представляла собой пассивную окраину (Biske, 2015). Ранее нами (Konopelko et al., 2007, 2011) была предложена модель, объясняющая формирование постколлизийных интрузий на бывшей пассивной окраине Туркестанского океана в результате апвеллинга астеносферы вдоль трансформных зон сдвига (рис. 3.11. а). Эта модель первоначально была предложена для объяснения происхождения постколлизийных гранитоидных интрузий Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня, сформированного в результате фронтальной коллизии Таримского микроконтинента со Средним Тянь-Шанем (рис.



3.1.). Однако постколлизийные интрузии Алайского сегмента, представленные шошонитовыми гранитоидами и гранитоидами I-типа в комбинации с высокоглиноземистыми гранитоидами ассоциирующими с областью метаморфизма амфиболитовой фации, существенно отличаются от постколлизийных магматических серий Кокшаальского сегмента, где преобладают А-граниты (Бискэ и Конопелько, 2002; Solomovich, 2007; Konopelko et al., 2007, 2009). Разные составы постколлизийных магматических серий Алайского и Кокшаальского сегментов можно объяснить на основе детальных геохимических и геохронологических данных, полученных недавно несколькими авторами (Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al. 2015, 2017; Käßner et al., 2017; Worthington et al., 2017) для надсубдукционного (320 – 300 млн лет) и последующего постколлизийного (290 – 280 млн лет) магматизма, сопряженного с метаморфизмом амфиболитовой фации, на северной активной окраине Гиссарского бассейна, остатки которой хорошо сохранились в соседнем Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня. Мы предполагаем, что, подобно Гиссарскому сегменту, постколлизийные интрузии Алайского сегмента могли сформироваться на бывшей активной окраине Гиссарского бассейна или его аналога, где следы надсубдукционного магматизма с возрастом 320 – 300 млн лет были уничтожены эрозией в зоне субдукции, как было предложено Alexeiev et al. (2016) для Срединного Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома, или позднее в результате мезо- кайнозойской коллизии с террейнами Памира, надвигающимися с юга. Это предположение подтверждается наличием нескольких зерен ксеногенного магматического циркона с возрастными 320 – 300 млн лет в пробах 11 и 9 (табл. В4), которые могли представлять материал рециклированных надсубдукционных магматических серий. Таким образом, в течение среднего-позднего карбона Алайский сегмент, вероятно, представлял собой микроконтинент с докембрийским основанием, расположенный между Туркестанским океаном с севера и предполагаемым небольшим океаническим или рифтовым бассейном с юга. Согласно этой модели, показанной на рис. 3.11. б, после герцинской коллизии Алайский микроконтинент оказался расположен между двумя крупными субширотными сутурами, что привело к деламинации его литосферной мантии и образованию геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате взаимодействия поднимающегося горячего вещества астеносферной мантии с различными коровыми протолитами.

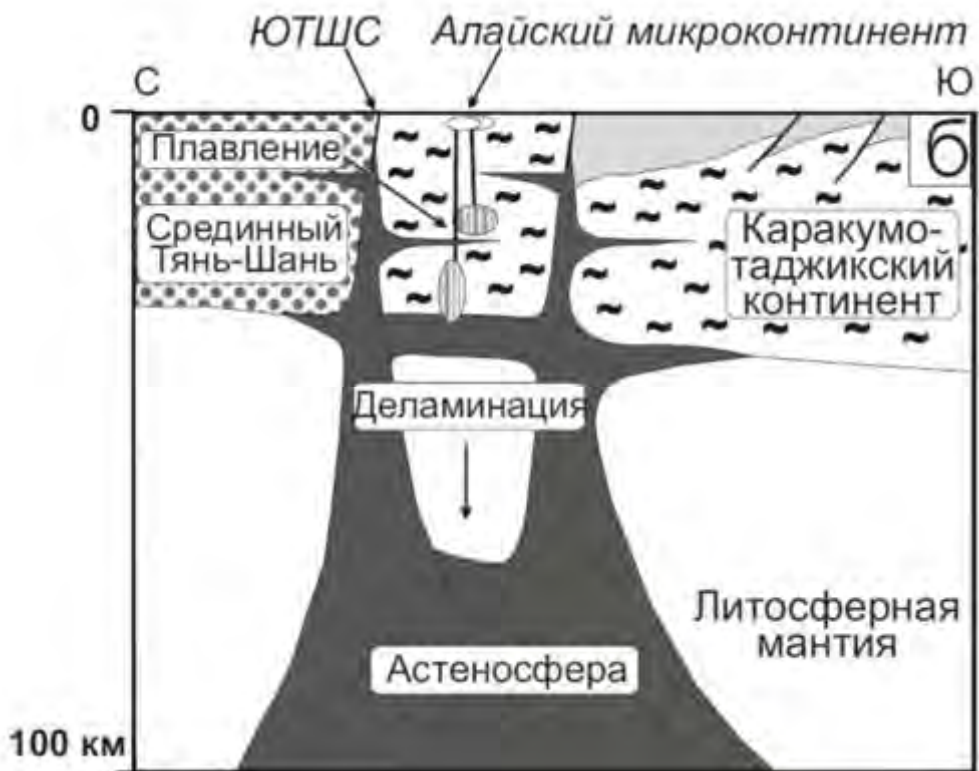
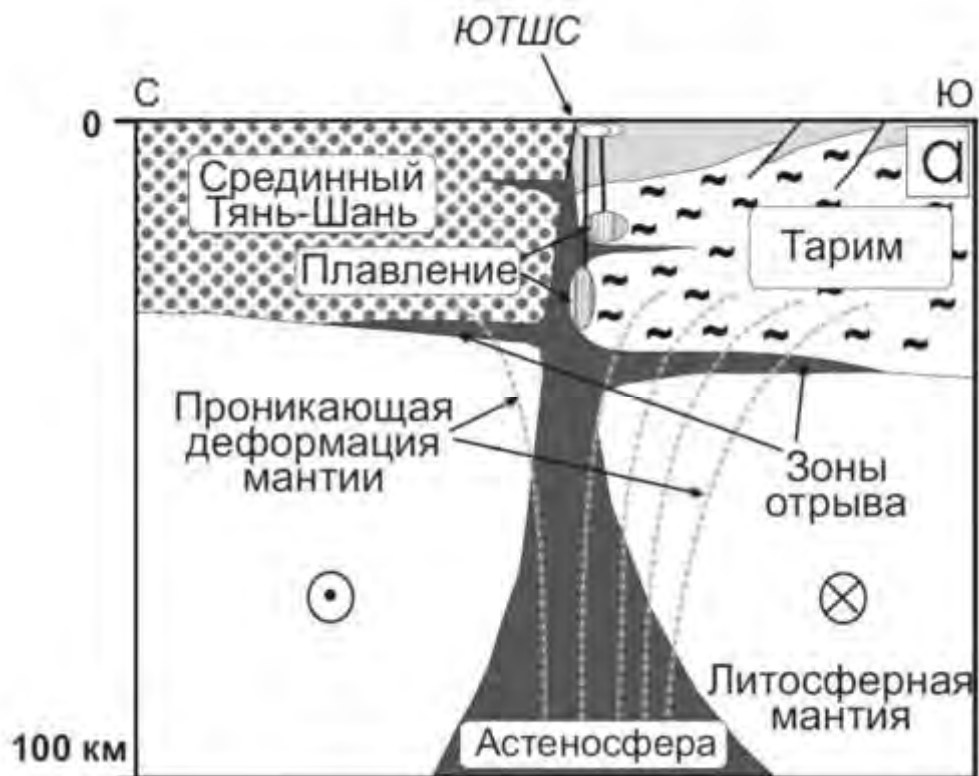


Рис. 3.11. Тектонические модели образования постколлизионных гранитоидов в Кокшаальском и Алайском сегментах Южного Тянь-Шаня. (а) В Кокшаальском сегменте постколлизионный магматизм объясняется возникновением крупно-

амплитудных сдвигов на постколлизийном этапе. Сдвиговые напряжения приводят к возникновению обстановки растяжения и к появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва. Растяжение вызывает подъем горячего астеносферного материала вдоль зоны сдвига и в субгоризонтальные зоны отрыва. Вещество астеносферы является источником тепла и флюидов, которые могут вызвать плавление в зоне сдвига и в субгоризонтальных зонах отрыва в основании коры. Левосторонние сдвиги на постколлизийном этапе показаны согласно Бискэ (1996); (б) Алайский микроконтинент после герцинской коллизии оказался зажат между двумя крупными субширотными сутурами, что привело к деляминации его литосферной мантии и образованию геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате поднятия горячего вещества астеносферной мантии и его взаимодействия с различными коровыми протолитами. ЮТШС – Южнотяньшаньская сутура.

### 3.4. Основные выводы

Раннепермские интрузии Алайского сегмента сложены четырьмя геохимически контрастными сериями пород, включающими (1) гранитоиды I-типа и (2) шошонитовые гранитоиды, (3) высокоглиноземистые граниты близкие к S-типу и (4) щелочные породы и карбонатиты. Эти 4 серии тесно ассоциированы друг с другом в пространстве и иногда наблюдаются в пределах одних и тех же массивов.

Тектоническая позиция интрузий и новые геохронологические данные свидетельствуют о том, что породы всех четырех магматических серий Алайского сегмента сформировались практически одновременно в постколлизийной обстановке. Новые датировки в диапазоне 287 – 281 млн лет, полученные для пяти проб U-Pb методом по цирконам, а также ранее опубликованные возрасты указывают на относительно узкий временной диапазон главного импульса постколлизийного магматизма (290 – 280 млн лет), что также было установлено для других сегментов Южного Тянь-Шаня.

Возраст  $287 \pm 4$  млн лет, полученный для высокоглиноземистого гранодиорита Ляйлякского массива, расположенного среди мигматизированных гнейсов Зеравшано-Алайского блока, совпадает в пределах ошибки с возрастными высокоглиноземистых

гранитов Гармского метаморфического блока, расположенного в восточной части Гиссарского сегмента.

Изотопные составы Sr-Nd-Pb-Hf в породах алайских интрузий указывают на их происхождение из коровых источников с возрастом 1.6 – 1.1 млрд лет, что позволяет предположить наличие в основании Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня мезопротерозойской или более древней докембрийской коры.

Постколлизийный магматизм Алайского сегмента характеризуется внедрением известково-щелочных (гранитоидов I-типа и шошонитовых) гранитоидов в комбинации с высокоглиноземистыми гранитами, приуроченными к зонам метаморфизма амфиболитовой фации, и существенно отличается от постколлизийного магматизма соседнего Кокшаальского сегмента, где преобладают А-граниты. Предполагается, что в отличие от Кокшаальского сегмента, сформированного на бывшей пассивной окраине Таримского кратона, Алайский сегмент, вероятно, представлял собой микроконтинент, который в среднем-позднем карбоне располагался между Туркестанским океаном на севере и гипотетическим океаническим бассейном на юге. Таким образом после герцинской коллизии Алайский микроконтинент оказался зажат между двумя крупными субширотными сутурами, что привело к деляминации его литосферной мантии и образованию геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате поднятия горячего вещества астеносферной мантии и его взаимодействия с различными коровыми протолитами.

## **Глава 4. Палеозойский гранитоидный магматизм Южного и Срединного Тянь-Шаня на территории Узбекистана**

### **4.1. Особенности геологического строения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана и выбор объектов исследования**

На территории Узбекистана расположены самые западные выходы протяженного пояса герцинид Тянь-Шаня. В восточном Узбекистане палеозойские формации обнажаются в Гиссарском и Зеравшанском хребтах и в горах Чаткало-Кураминского региона, а в западном Узбекистане выходы палеозоид слагают относительно небольшие возвышенности южных и центральных Кызылкумов и района Султан-Увайса (рис. 4.1.). В отличие от хребтов Туркестана-Алая и Кокшаала, описанных в предыдущих главах, на территории Узбекистана обнажены не только герциниды Южного Тянь-Шаня, которые формировались на южной пассивной окраине Туркестанского океана, но и образования северной активной окраины этого океана, хорошо сохранившиеся в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня. Кроме того, Каракумский континент, составляющий южную окраину Туркестанского океана на территории Узбекистана, в отличие от расположенного к востоку Тарима, не представлял собой единый жесткий блок и был разбит на несколько микроконтинентов, палеозойская история которых также доступна для изучения в этом регионе. Также на территории Узбекистана в горах Султан-Увайса находятся самые западные выходы герцинид Тянь-Шаня, которые являются единственным коренным выходом палеозойского фундамента в районе предполагаемого сочленения Тянь-Шаня и Урала. Хотя принадлежность палеозойских формаций Султан-Увайса к Южному или Срединному Тянь-Шаню остается предметом дискуссии, этот район представляет особый интерес для расшифровки структуры сочленения складчатых сооружений Тянь-Шаня и Урала.

В соответствии с вышеизложенными особенностями геологического строения западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана для изучения верхнепалеозойских гранитоидных серий этого обширного региона были выбраны следующие участки (или террейны) подробно описанные в следующем разделе (рис. 4.1.). Самые западные и наименее изученные выходы герцинид были исследованы в районе гор Султан-Увайса. Надсубдукционные гранитоиды северной активной окраины Туркестанского океана были изучены в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня. Магматические

серии южной пассивной окраины Туркестанского океана были изучены в Кызылкум-нуратинском и Гиссарском сегментах Южного Тянь-Шаня. Хотя в этих сегментах преимущественно развиты раннепермские постколлизийные гранитоиды, в южном Гиссаре нами также были изучены карбоновые надсубдукционные комплексы, свидетельствующие о деструкции Каракумского континента в палеозое и о более сложной истории южной пассивной окраины Туркестанского океана в этой части Тянь-Шаня. Наконец, в последнем разделе этой главы петрогенезис, геодинамическая обстановка формирования и металлогения постколлизийных интрузий Кызылкум-нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня подробно рассматриваются на примере многофазного Кошрабадского массива, расположенного в хребте Северный Нуратау, с которым связано крупное месторождение золота Зармитан.



Рис. 4.1. Тектоническая схема западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана. На врезках показаны районы работ, подробно описанные в следующем разделе. Дополнительно показаны наиболее крупные рудные месторождения региона, генезис и геодинамические обстановки формирования которых обсуждаются ниже на геодинамических реконструкциях.

## 4.2. Геологическое описание изученных террейнов и отбор проб

### 4.2.1. Султан-Увайс

Горы Султан-Увайс, в которых обнажаются самые западные выходы палеозойских пород Тянь-Шаня, традиционно рассматривались в качестве ключевого объекта для понимания связи между структурами Урала и Тянь-Шаня (Бухарин и др., 1964, 1987; Гарьковец, 1969, 1970, 1975; Шульц, 1972, 1991; Лутц и Фельдман, 1992; Савчук, 1987, 1990, 1992, 1990; Савчук и др., 1991, 1997; Эз, 1999, 2000; Морозов, 2001). Однако, так как породы Султан-Увайса сильно метаморфизованы и деформированы, их происхождение и возраст оставались плохо изученными. Три главных тектонических единицы, выделяемые в пределах Султан-Увайса, включают с запада на восток комплексы Шейхджейли, Султануиздаг и Каракудук (рис. 4.2., Савчук и др., 1997). Все три комплекса сложены тектоническими покровами с преобладающим направлением надвигов на ЮЮВ в восточной части Султан-Увайса и на ЗСЗ в его западной части, что определяет переход от меридиональных структур характерных для Урала к широтным структурам характерным для Тянь-Шаня (рис. 4.2.). Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой фации в СЗ части Султан-Увайса до ставролит-биотит-кианитовой субфации амфиболитовой фации в его ЮВ части (Эз, 1999). По данным палеонтологических определений большая часть пород Султан-Увайса имеет нижне-среднедевонский возраст (Морозов, 2001).

Комплекс Шейхджейли сложен мощными толщами кислых и средних вулканогенных пород с подчиненными прослоями карбонатов общей мощностью около 5500 м (Савчук и др., 1997). Карбонатные породы из низов комплекса Шейхджейли имеют познесилурийские (лудловский отдел) палеонтологические возрасты (Савчук и др., 1997), а карбонатные породы из верхов комплекса датированы средним-верхним девоном (фаменский ярус) (Шульц, 1972). Интрузии комплекса Шейхджейли представлены серпентинизированными телами ультраосновных пород в низах комплекса и массивом габбро-диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов Шейхджейли, который считается комагматичным окружающим его среднедевонским вулканитам (Савчук и др., 1997). Возраст, химический и изотопный состав катаклазированного плагиогранита массива Шейхджейли изучен нами в пр. Т6-007 (Dolgoplova et al., 2017).



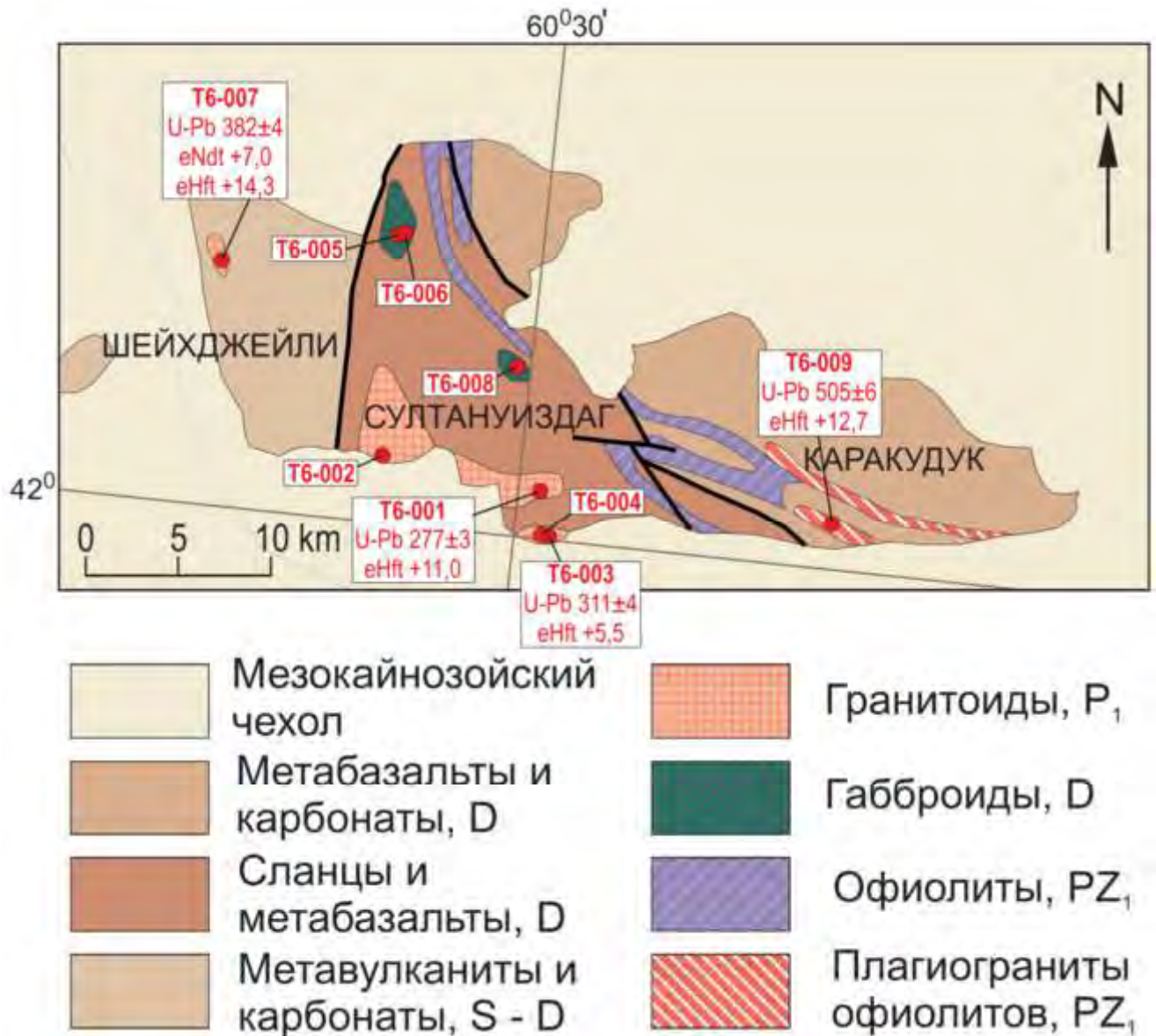


Рис. 4.2. Геологическая схема хребта Султан-Увайс с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.

Комплекс Султануиздаг сложен мощной (3500 – 4000 м) толщей преимущественно глинистых метаосадков и амфиболитов, которые обычно рассматривались как метабазальты (e.g. Шульц, 1972; Савчук и др., 1997), с небольшим количеством карбонатных прослоев. Карбонатные прослои из нижних-средних частей комплекса были датированы палеонтологическими методами как нижнедевонские (Савчук и др., 1997). Интрузии Тебинбулак и Джамансай, находящиеся в пределах комплекса Султануиздаг, обычно рассматриваются как крупные аллохтонные блоки в



тектоническом меланже сложенном окружающими сланцами (Савчук и др., 1997; Морозов, 2001). Нами были изучены измененное габбро (пр. Т6-005) и анортозит (пр. Т6-006) из массива Тебинбулак, сложенного преимущественно перидотитами и горнблендитами с небольшим количеством габбро и габбро-диоритов, и монцодиорит (пр. Т6-008) из габбро-сиенитовой интрузии Джамансай (Dolgopolova et al., 2017). Оба массива обычно рассматриваются как фрагменты девонской океанической коры, а их относительно обогащенные калием составы объясняются формированием в задуговом бассейне (Савчук и др., 1997). Позднекинематическая гранодиоритовая интрузия Актау частично перекрыта мезозойскими осадками и образует два выхода в южной части Султануиздага, которые известны как западное и восточное Актау и представлены пробами Т6-001 и Т6-002. Наконец, пробы Т6-003 и Т6-004 были отобраны в самой южной части Султануиздага из истемесских (дарбазских) ортогнейсов, которые ранее предположительно рассматривались как выходы древнего основания (Эз, 1999; Ахмедов, 2000).

Основным компонентом комплекса Каракудук является казансайский офиолит, сложенный отложениями трех свит, включающих снизу вверх: 1) тектонический меланж с блоками кремней, перидотитов и габбро в серпентинитовом матриксе, 2) амфиболиты сформированные в результате метаморфизма основных и средних вулканитов и вулканогенных пород с небольшим количеством кремней и 3) карбонаты, известково-силикатные породы и метаморфизованные терригенные породы. Общая мощность осадочных толщ комплекса Каракудук составляет 1000 – 2000 м. Палеонтологический возраст карбонатных прослоев из верхней свиты варьирует от нижнего до среднего (эйфельский ярус) девона (Савчук и др., 1997). Некоторые авторы рассматривали массивы Тебинбулак и Джамансай, расположенные в пределах комплекса Султануиздаг, в качестве крупных аллохтонных фрагментов каракудукских офиолитов, надвинутых на ЮЮЗ (e.g. Савчук и др., 1997; Морозов, 2001). Несколько тел деформированных гранитоидов, вытянутых в ЗСЗ направлении согласно простиранию окружающих серпентинитов и амфиболитов, залегают в породах двух нижних свит комплекса Каракудук (Ахмедов, 2000). Нами изучен катаклазированный плагиогранит одного из этих тел: интрузии Кахралысай (пр. Т6-009, Рис. 4.2.).

#### 4.2.2. Кызылкумо-нуратинский сегмент Южного Тянь-Шаня

Выходы герцинит в хребтах Северный и Южный Нуратау и в пустыне Кызылкумы выделяются в качестве Кызылкумо-нуратинского сегмента южного Тянь-Шаня, сложенного формациями южной пассивной окраины Туркестанского океана, существовавшего до позднего карбона (рис. 4.1., 4.3. – 4.6. и геодинамическая реконструкция для 385 млн лет в разделе 4.6.; Biske and Seltmann, 2010). Северная граница южного Тянь-Шаня представлена южнотяньшанской сутурой отмеченной выходами офиолитов. Эта сутура обнажается в хребте Северный Нуратау и прослеживается под мезокайнозойским чехлом Кызылкумов по данным геофизики и бурения. Южнотяньшанский террейн пересекается западным продолжением Фан-Каратегинского пояса верхнепротерозойских-нижнепалеозойских метабазальтов (Volkova and Budanov, 1999; Worthington et al., 2017), с которым возможно также связаны серпентиниты хребта Южный Нуратау и метавулканы гор Кульджуктау в Кызылкумах. Фан-Каратегинский пояс предположительно маркирует еще одну палеозойскую сутуру, которая западнее в Гиссарском сегменте южного Тянь-Шаня, возможно, совпадает с Зеравшанским разломом (Biske and Seltmann, 2010). К северу от этой сутуры, в хребте Северный Нуратау, описаны выходы плохо изученных метаморфических пород, которые некоторыми авторами (e.g. Ахмедов, 2000) рассматриваются в качестве фрагментов допалеозойского основания южнотяньшанского террейна. Однако, кроме Северного Нуратау это основание нигде не обнажено. Имеющиеся данные по изотопному составу свинца в палеозойских гранитах (Chiaradia et al., 2006) и возрастам обломочных и ксеногенных цирконов (Seltmann et al., 2011; Миркамалов и др., 2012), а также наличие верхнеордовикских-нижнесилурийских (лландоверийский ярус) кварцевых песчаников и доломитов в основании осадочного чехла (Баратов, 1976; Абдуазимова, 2001) указывает на верхнепротерозойский возраст фундамента Кызылкумо-нуратинского сегмента южного Тянь-Шаня. Обширные области в пустыне Кызылкумы и в северонуратинских горах сложены мощными толщами верхнепротерозойских-нижнепалеозойских терригенных осадков пассивных окраин (Абдуазимова и др., 1969, 1982, 1983; Абдуллаев и др. 1987, 1989), включая черные сланцы свиты Бесапан вмещающие месторождение золота Мурунтау (Мухин и др., 1988; Пак, 1994; Kempe et al., 2015, 2016). Миркамалов и др., (2012) и Konopelko et al.

(2015) показали, что сланцы свиты Бесапан и метаосадки Гиссарского сегмента Южного Тянь-Шаня имеют близкие источники и возрасты (580 – 520 млрд лет), что указывает на развитие обширных участков Южного Тянь-Шаня в примерно одинаковых условиях пассивной окраины в вернепротерозойское – нижнепалеозойское время.

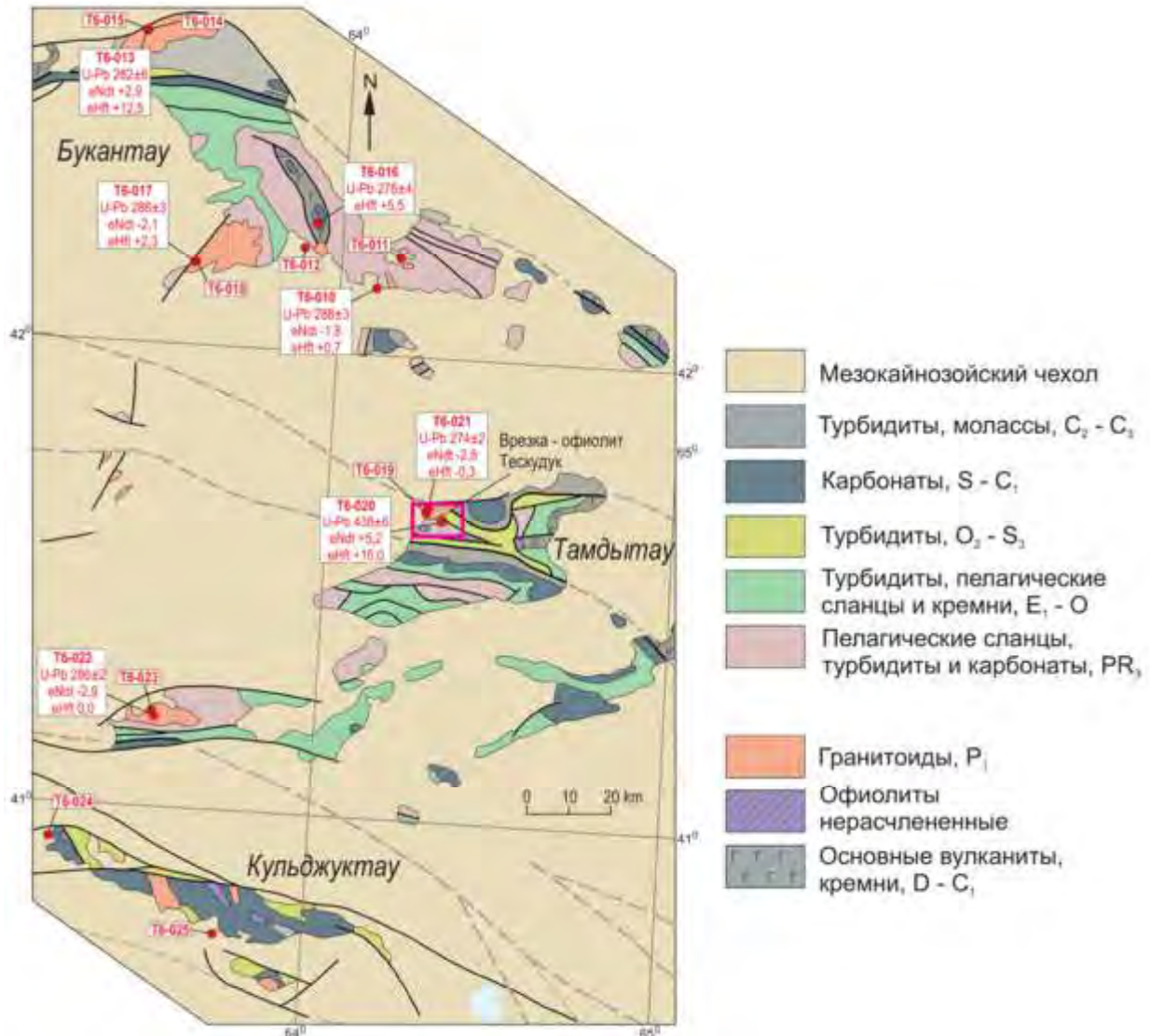


Рис. 4.3. Геологическая схема северной части Кызылкумов с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.

Деформированные и метаморфизованные толщи вернепротерозойских – нижнепалеозойских терригенных осадков с несогласием перекрываются мощными

известняками девона – нижнего карбона, которые являются частью протяженного Букантау-Кокшаальского пояса карбонатных платформ (Biske and Seltsmann, 2010).

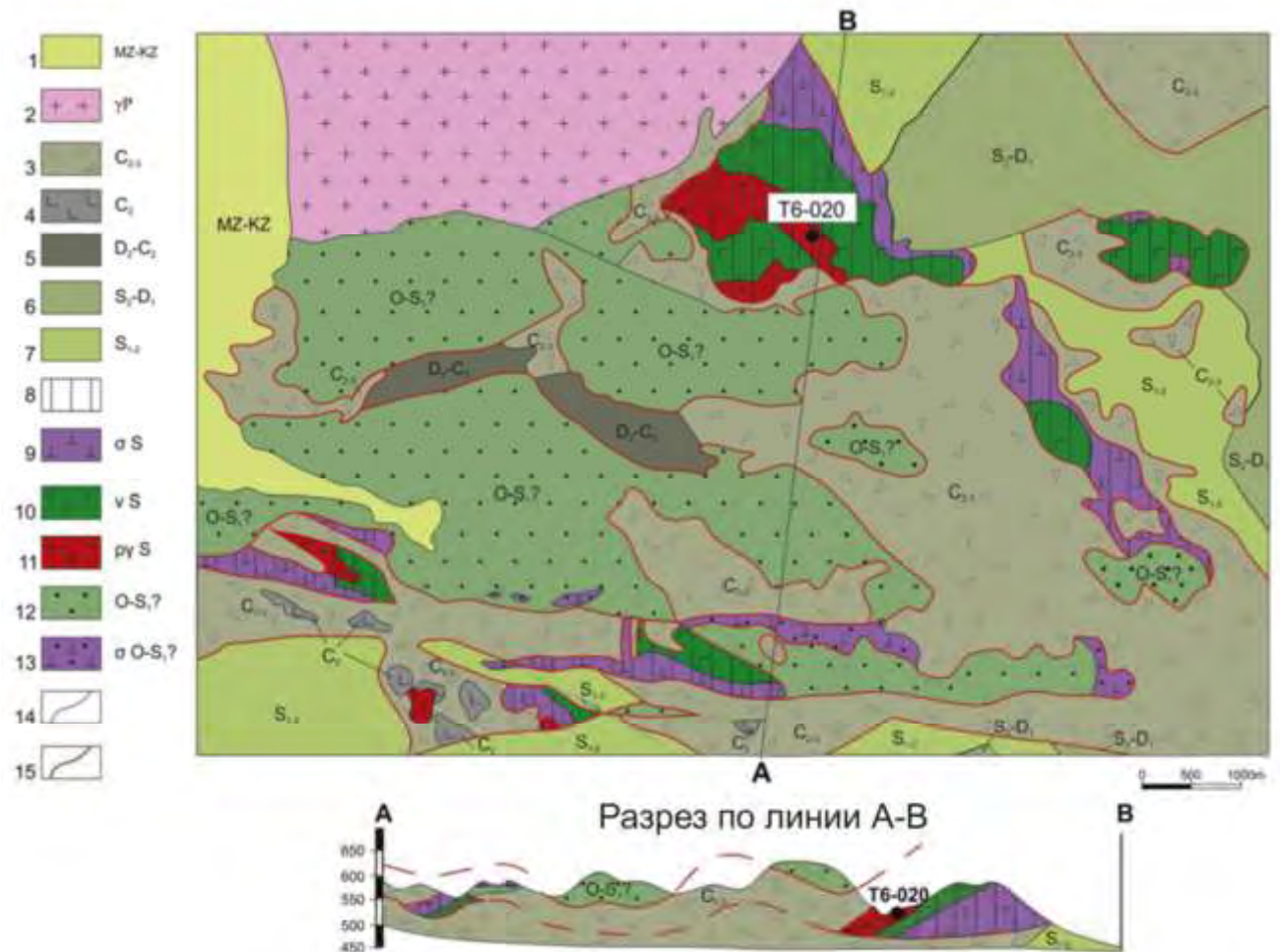


Рис. 4.4. Геологическая схема и разрез через офиолит Тескудук в горах Тамдытау (см врезку на рис. 4.3. Геологическая основа по Dolgorolova et al. (2017). 1 – мезокайнозойский чехол, 2 – северотамдынский комплекс лейкократовых гранитов, 3 – олистостромы аякумарской свиты (алевролиты и песчаники с олистолитами известняков, доломитов, амфиболитов и габбро), 4 – вулканогенно-осадочная свита сангрунтау (андезиты, дациты, их туфы и алевролиты), 5 – елемесащинская свита базальтов и трахибазальтов, 6 – кынгырская свита (алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки), 7 – кушкумбайская вулканогенно-осадочная свита (андезиты, базальты, туффиты, песчаники, алевролиты), 8 – офиолитовый комплекс Тескудук, включая 9 – серпентинизированные ультрабазиты, 10 – габбро, габбро-диориты и диориты, 11 – плагиограниты, 12 – учкудукская вулканогенно-осадочная свита (амфиболиты, сланцы, доломиты, кремни, кварциты), 13 – учкудуктауская свита (серпентиниты и габбро), 14 – геологические границы, 15 – тектонические нарушения.



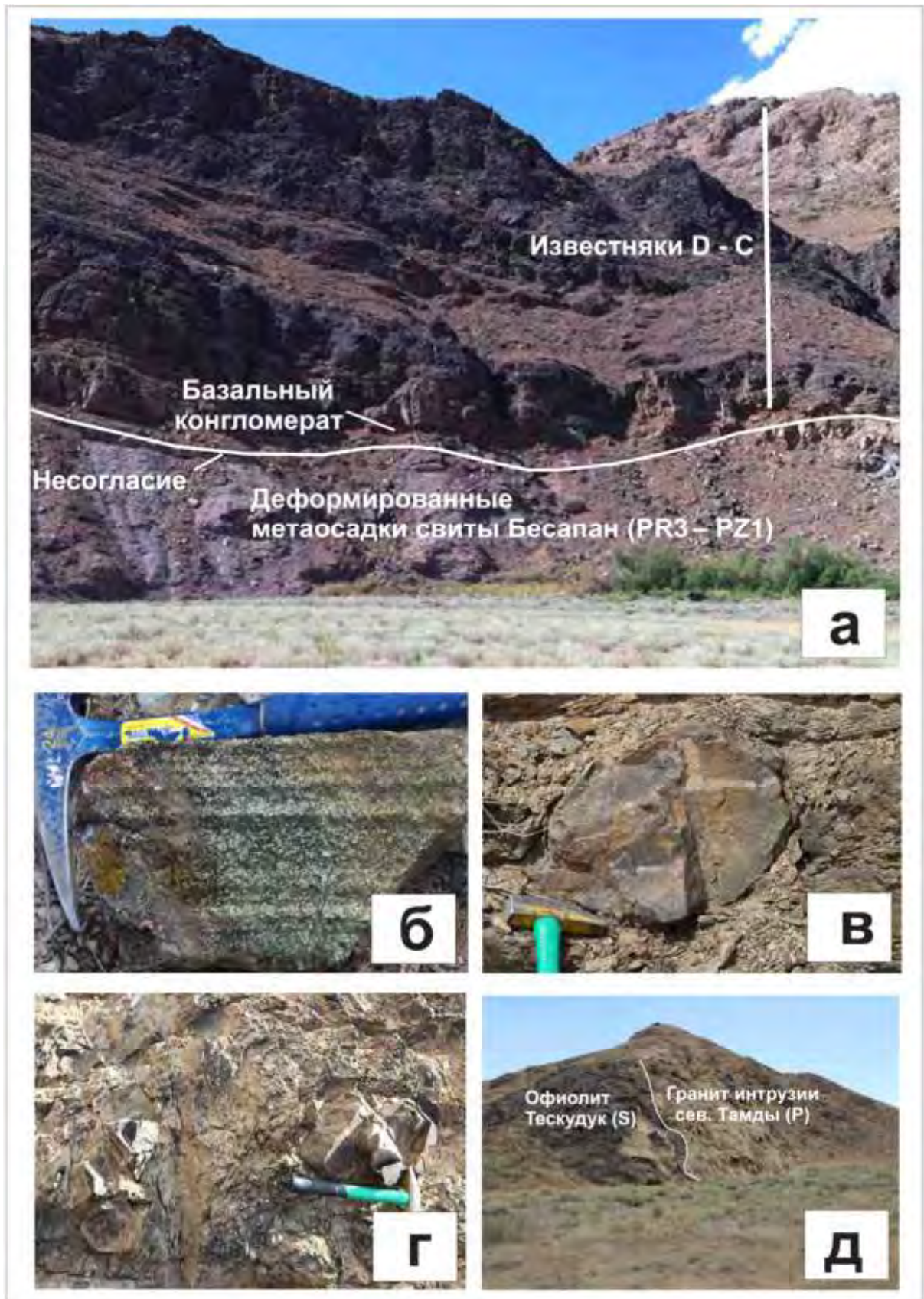


Рис. 4.5. Полевые фотографии наиболее важных комплексов пород Кызылкумуратинского сегмента в горах Тамдытау: а) толща известняков девона и карбона,

несогласно с базальными конгломератами перекрывающая деформированные верхнепротерозойско-нижнепалеозойские метаосадки бесапанской свиты; б) расслоенное габбро силурийского офиолита Тескудук; в) карбоновые турбидиты с олистолитами различных пород и г) ассоциирующие с ними карбоновые подушечные базальты; д) пермский постколлизийный гранит северотамдынской интрузии секущий мафические породы силурийского офиолита Тескудук.

В процессе позднепалеозойской коллизии в Кызылкумо-нуратинском сегменте, как и в других сегментах южного Тянь-Шаня, образовались многочисленные покровы девонских и карбоновых известняков надвинутых в южном направлении на значительно более деформированные и метаморфизованные породы вернепротерозойского – нижнепалеозойского основания (Сабдюшев и Усманов, 1971). Однако в некоторых участках в горах Аристантау и Тамдытау в северных Кызылкумах позднепалеозойские карбонаты с несогласием перекрывающие деформированные породы нижнепалеозойского основания почти не затронуты надвиговой тектоникой. Фотография верхнепалеозойских известняков с несогласием с базальными конгломератами перекрывающих деформированные вернепротерозойские – нижнепалеозойские метаосадки бесапанской свиты в горах Тамдытау приведена на рис. 4.5.

Покровы в северной части Кызылкумов часто также включают крупные блоки офиолитов (Мухин, 1976; Мухин, Каримов, 1989; Мухин и др., 1985, 1988, 1989, 1991). Нами изучено габбро (пр. Т6-020) из офиолитового комплекса Тескудук в горах Тамдытау. Детальная геологическая схема офиолита Тескудук, который сложен в различной степени метаморфизованными перидотитами, габброидами и плагиогранитами, с местом отбора пробы Т6-020 показана на рис. 4.4., а фотография габбро из расслоенного комплекса – на рис. 4.5. б. В хребте Северный Нуратау тела офиолитов маркируют северонуратинский разлом, который является частью южнотяньшанской сутуры (Nurtaev et al., 2013). Для метагаббро из офиолитового комплекса в хребте Северный Нуратау был получен возраст 448 млрд лет (Миркамалов и др., 2012).



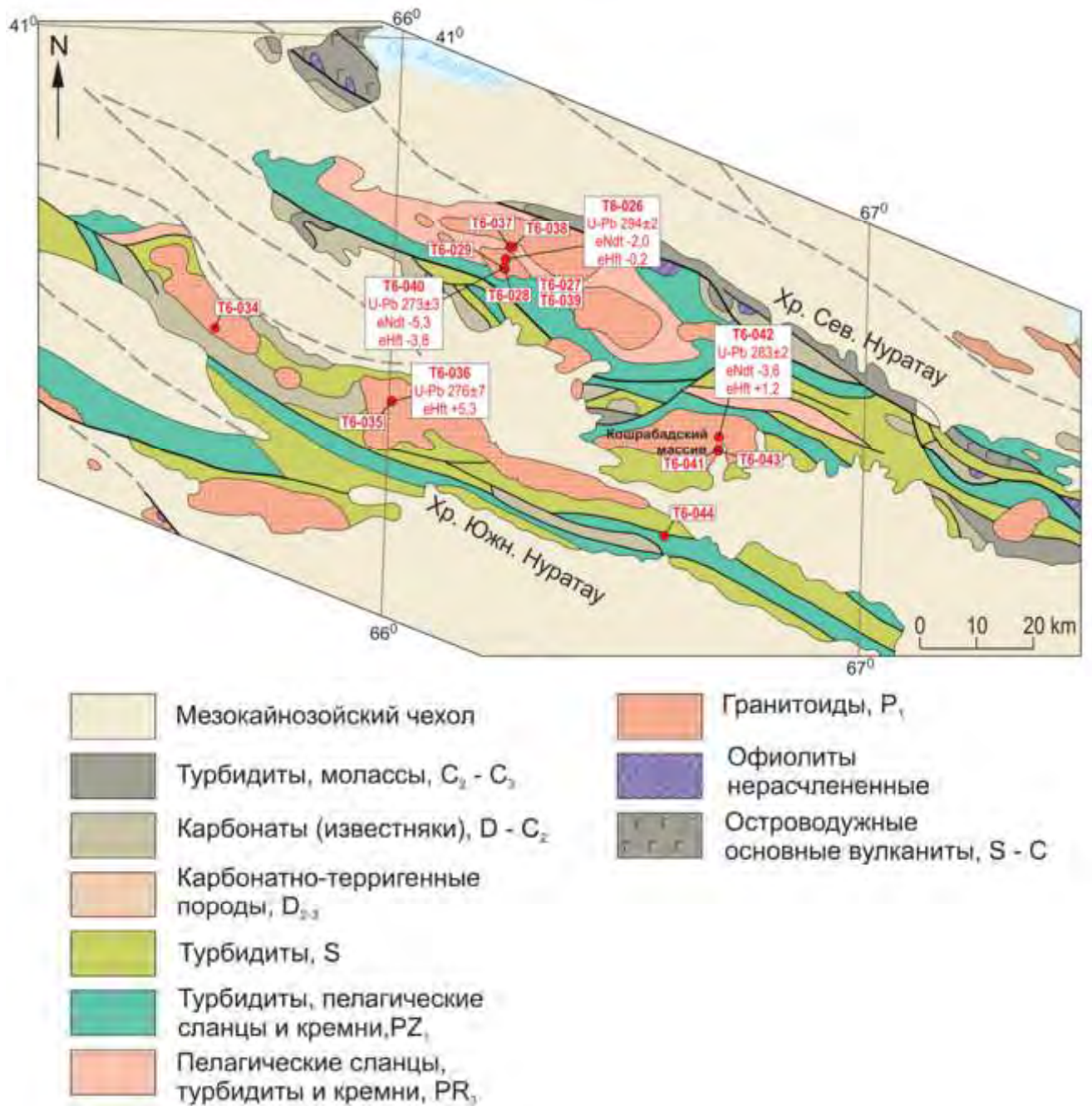


Рис. 4.6. Геологическая схема хребтов Северное и Южное Нуратау с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.

Южный Тянь-Шань представлял собой пассивную окраину Туркестанского океана, которая, начиная с рифея до позднепалеозойской коллизии, развивалась без существенных проявлений магматической активности (Рахматуллаев Х.Р. 1992; (Миркамалов и др., 2012; Seltnann et al., 2011) Однако в западной части Кызылкумо-

нуратинского сегмента южного Тянь-Шаня несколько площадей развития вулканитов закартированы средним карбоном (Мухин, Каримов, 1989; Мухин и др., 1991; Ахмедов, 1978, 1985, 2000). Эти вулканиты преимущественно базальтового состава относительно широко развиты в горах Сангрунтау и Букантау, что позволило некоторым авторам предположить наличие падающей на юг зоны субдукции (Миркамалов и др., 2010, 2013, 2014, 2018). Однако наши полевые наблюдения показали, что подушечные базальты являются членом микститового комплекса, в котором они размещены во флишоидном матриксе предположительно ранне-среднекарбонового возраста вместе с олистолитами верхнепалеозойских известняков, силурийских офиолитов и других пород. С нашей точки зрения весь этот комплекс сформировался в условиях глубоководного желоба и был надвинут в южном направлении вместе с офиолитами в процессе позднепалеозойской коллизии. Фотографии позднекарбоновых флишоидных осадков с олистолитами подушечных базальтов и других пород в горах Тамдытау приведены на рис. 4.5. в, г.

В ранней перми весь южный Тянь-Шань был охвачен разнообразным преимущественно гранитоидным постколлизийным магматизмом (Савчук и др., 1991). Раннепермские граниты секут все палеозойские формации южного Тянь-Шаня. Секущие взаимоотношения постколлизийных гранитов Северотамдынского массива с основными породами силурийского офиолитового комплекса Тескудук иллюстрируются фотографией приведенной на Рис. 4.5. е. Постколлизийные интрузии, занимающие до 70 % площади домезозойского эрозионного среза, сложены геохимически контрастными гранитоидами I, S и A типов, а также небольшими телами нефелиновых сиенитов и трубками основного состава (Изох и др., 1975; Ахмедов, 1997, 2000; Далимов и Ганиев, 2010; Seltmann et al., 2011). Нами была изучена алмазоносная абсарокит-пикритовая трубка Карашохо в северных Кызылкумах (Golovko and Kaminsky, 2010). Так как в основных породах трубки Карашохо были установлены только ксеногенные цирконы (Seltmann et al., 2011), для определения возраста была дополнительно опробована дайка лейкогранитов мощностью 10-15 м (пр. Т6-016), которая сечет основные породы трубки Карашохо. Кроме того, чтобы дополнить результаты геохронологических и геохимических исследований, опубликованные нами ранее (Конопелько и др., 2011; Seltmann et al., 2011), были дополнительно отобраны 27 проб из постколлизийных интрузий Кызылкумо-нуратинского региона (таблица Б4, Приложение Б).



Опробованные постколлизийные интрузии с севера на юг включают тоналит-трондьемитовый массив Бокалы в северной части гор Букантау, а также интрузии Алтынтау, Саутбай и Турбай в южном Букантау (таблица Б4, Рис. 4.3.). Массив Алтынтау являлся источником урана для месторождения Учкудук. Аджиктинский и Северотамдынский массивы в горах Тамдытау являются ближайшими выходами гранитов в окрестностях месторождения золота Мурунтау (Бертман, 1975, 1976, 1990; Мирходжаев и др., 1972, 1977, 1979; Пак, 1990, 1991, 1994; Ушаков, 1991, 1997, 1999). Ауминзатинская интрузия представляет собой ближайший выход гранитов в окрестностях месторождений золота в горах Ауминзатау (Голованов, 2001; Далимов и Ганиев, 2010; Котов и Порицкая, 1990, 1991; Kempe et al., 2016). Еще южнее в горах Кульджуктау были опробованы основные породы интрузии Тасказган, щелочные сиениты интрузии Кынгыр и граниты Шурукского и Тозбулакского массивов. Гранитоиды хребта Северный Нуратау подробно рассматриваются в разделе 4.7. на примере Кошрабадского массива, с которым связано крупное месторождение золота Зармитан (Конопелько и др., 2011). Дополнительно в хребте Северный Нуратау были опробованы граниты I типа Мадаватской интрузии Каттаичского комплекса и граниты S типа Темиркобукской интрузии Шуракского комплекса. В хребте Южный Нуратау были опробованы интрузии Актау и Заркайнар-Нурата.

#### **4.2.3. Гиссарский сегмент Южного Тянь-Шаня**

Строение Гиссарского сегмента, который находится к востоку от Кызылкумо-нуратинского сегмента и включает выходы палеозоя в Гиссарском, Зеравшанском и Туркестанском хребтах (рис. 4.1. и 4.7.) наиболее подробно изучено на территории Таджикистана (Konopelko et al., 2017). Оба эти сегмента пересекаются сутурой образовавшейся на месте неопротерозойского – раннепалеозойского Вашанского бассейна, после закрытия которого они представляли собой южную пассивную окраину Туркестанского океана в течение позднего силура – раннего карбона. Зеравшанская сутура, сформированная после закрытия Вашанского бассейна, вероятно, маркируется метабазами Фан-Каратегинского пояса (Бискэ., 1996). В раннем карбоне Каракумский континент, слагающий южную пассивную окраину Туркестанского океана, испытал растяжение и рифтинг, в результате которого образовался относительно

короткоживущий Гиссарский океанический бассейн, который был закрыт в результате позднепалеозойской коллизии одновременно с Туркестанским океаном (Burtman, 1975; Буртман, 1973, 1976, 2006, 2015).

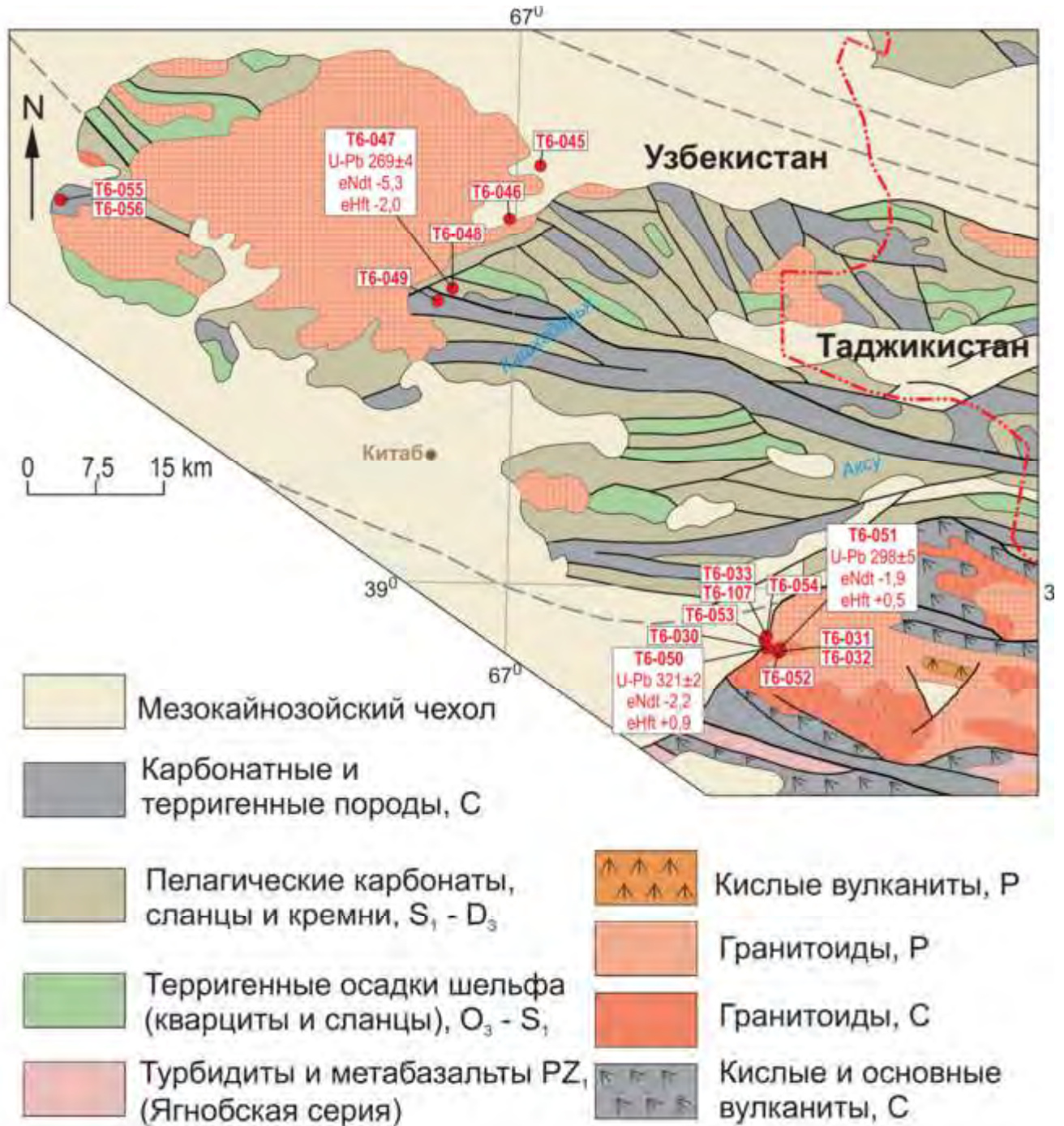


Рис. 4.7. Геологическая схема Гиссарского сегмента с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.

Хотя Гиссарский бассейн существовал относительно недолго (с начала карбона до начала перми), с ним связан интенсивный рифтогенный и надсубдукционный магматизм, включающий мощные толщи вулканитов карбона (от серпуховского до касимовского ярусов) и Гиссарский батолит, положение которого к северу от Гиссарской сутуры предполагает наличие наклоненной на север зоны субдукции. После позднекарбоновой коллизии в регионе был проявлен раннепермский постколлизийный магматизм. На территории Узбекистана нами отобрана проба Т6-050 из гранита комагматичного окружающим рифтогенным вулканитам, четыре пробы из гранитов западного окончания Гиссарского батолита и шесть проб из крупной постколлизийной интрузии Каратюбе.

#### **4.2.4. Чаткало-Кураминский блок Среднего Тянь-Шаня**

Чаткало-Кураминский блок Среднего Тянь-Шаня, расположенный севернее Гиссарского сегмента южного Тянь-Шаня, представляет собой хорошо сохранившуюся северную активную окраину Туркестанского океана (рис. 4.8.). Наиболее детально Чаткало-Кураминский блок недавно описан нами на территории Таджикистана (Konopelko et al., 2017). Наиболее древние породы Чаткало-Кураминского блока представлены ордовикско-силурийскими глубоководными осадками и вулканитами, слагающими небольшие выходы так называемого «каледонского основания» (e.g., Мамаджанов, 2004, 2011). Alexeiev et al. (2016) показали, что средне-позднеордовикские отложения Чаткальского хребта были сформированы в островодужной обстановке. Эта островная дуга столкнулась с более северными террейнами в позднем ордовике и стала частью южной активной окраины палеоказахстанского континента в силуре – раннем девоне, что привело к формированию мощных толщ позднесилурийских-раннедевонских надсубдукционных вулканитов и интрузий. Возрасты двух гранитных интрузий комагматичных раннедевонским вулканитам, определенные недавно нами (Seltmann et al., 2011) и Миркамаловым с соавторами (2012) по датированию цирконов, составляют  $416 \pm 9$  и  $414 \pm 6$  Ma. В среднем девоне Чаткало-Кураминский блок испытал аплифт и эрозию и до раннего карбона развивался в обстановке пассивной окраины или трансформной границы плит. В этот период он был перекрыт мощным (до 2500 м) покровом мелководных карбонатов с небольшими прослоями красноцветных осадков.

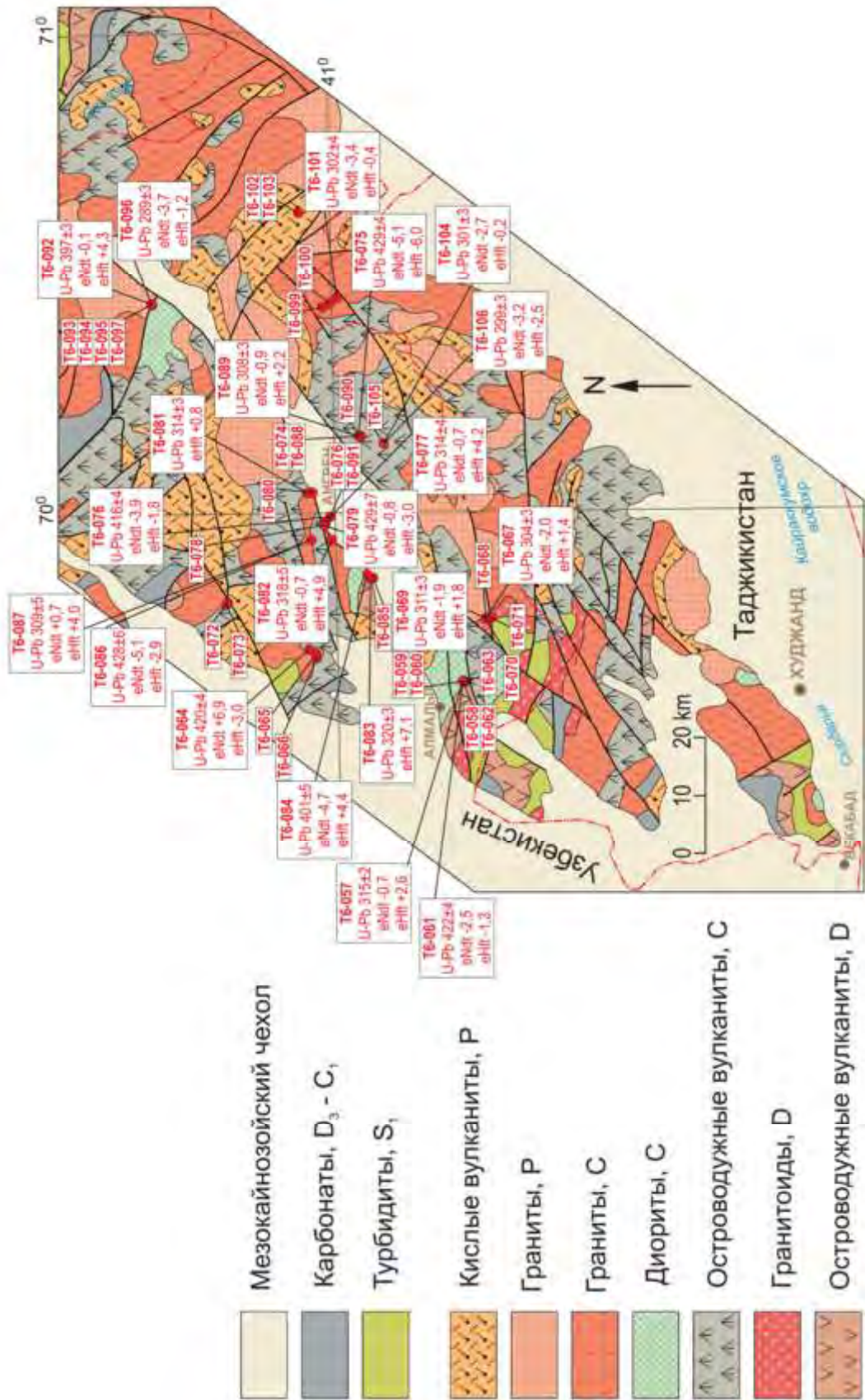


Рис. 4.8. Геологическая схема Чаткало-Кураминского блока с точками опробования, на которую вынесены результаты U-Pb датирования и Hf-Nd изотопные данные.



Наиболее древние осадки, несогласно перекрывающие эродированные раннедевонские вулканиты, датированы по палеонтологическим данным средним девоном (живетский ярус) (Ахмедов, 2000). В раннем карбоне субдукция на север возобновилась, и были сформированы мощные толщи надсубдукционных вулканитов и интрузии, которые занимают около 80 % современного эрозионного среза в Чаткало-Кураминском блоке (рис. 4.8.). Надсубдукционные интрузии включают крупный Карамазарский батолит, а также большое количество небольших массивов, в том числе штоки Алмалык, Сарычеку и Кызылалмасай вмещающие крупные медно-порфировые и кварцево-жильные месторождения меди, золота и молибдена (Голованов и др., 1974, 1988, 1989, 1991, 1997; Seltmann et al., 2014, 2015). Крупные эпитептермальные месторождения золота, такие как Кочбулак и Каульды, связаны с хорошо сохранившимися стратовулканами (Голованов, 1976, 1978, 2001; Golovanov et al., 2005; Seltmann et al., 2014, 2015). После окончательного закрытия Туркестанского океана в позднем карбоне интенсивность магматизма не уменьшилась, и раннепермские постколлизийные магматические серии формировались вслед за надсубдукционными карбоновыми без какого либо перерыва (Далимов и Ганиев, 2010). Высококалиевый шощонитовый характер постколлизийных магматических серий Кураминского хребта, описанный в ряде публикаций (Мамаджанов, 2004; Konopelko et al., 2017), обычно связывается с происхождением этих серий из сублитосферной мантии метасоматически измененной над зоной субдукции. Возрасты нескольких постколлизийных интрузий, датированных нами ранее, укладываются в интервал 293–273 Ma (Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017).

Дополнительное опробование было нацелено на уточнение длительности силур-девонского и карбонового эпизодов субдукции в Чаткало-Кураминский блоке, а также их металлогенического потенциала, для чего были опробованы магматические породы, с которыми связано оруденение наиболее крупных месторождений региона. Опробование проводилось на южных склонах Чаткальского хребта к северу от р. Ангрен и на северных склонах Кураминского хребта к югу от р. Ангрен (таблица Б4, рис. 4.8.). Двенадцать проб, отобранных в Кураминском хребте, включают магматические породы развитые на территории двух крупных медно-порфировых месторождений (Кальмакыр и Сарычеку), а также интрузию Карасай в долине р. Каракия и интрузии Чадак и Актепе. Кислые вулканиты средне-позднекарбоновой надакской свиты (Ахмедов, 2000),

вмещающие эпитегрмальное золотое оруденение, были опробованы в карьере месторождения Кочбулак. Наконец, гранитоиды, показанные на геологических картах как раннедевонские, были опробованы в массиве Башкызылсай. В Чаткальском хребте 5 проб были отобраны в районе крупного кварцево-жильного месторождения золота Кызылалмасай. Пятнадцать проб характеризуют девонские и карбоновые гранитоиды массивов Карабаш, Маньчукут, Акча, Карабаус, Акчасай, Наусалисай и Пирмираб. Арашанский комплекс, показанный на геологических картах как пермо-триасовый (e.g. Ахмедов, 2000), охарактеризован тремя пробами.

#### **4.2.5. Сравнительная характеристика палеозойских разрезов и магматизма изученных террейнов**

Стратиграфические колонки, иллюстрирующие положение изученных магматических пород в разрезах Султан-Увайса, Кызылкумо-нуратинского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня, а также Чаткало-Кураминского блока Среднего Тянь-Шаня приведены на рис. 4.9. Сравнительная характеристика палеозойских разрезов и магматизма изученных террейнов использовалась автором при составлении геодинамических моделей и реконструкций палеозойской истории различных районов западного Тянь-Шаня обсуждаемых в заключительной части этой главы в разделе 4.6.

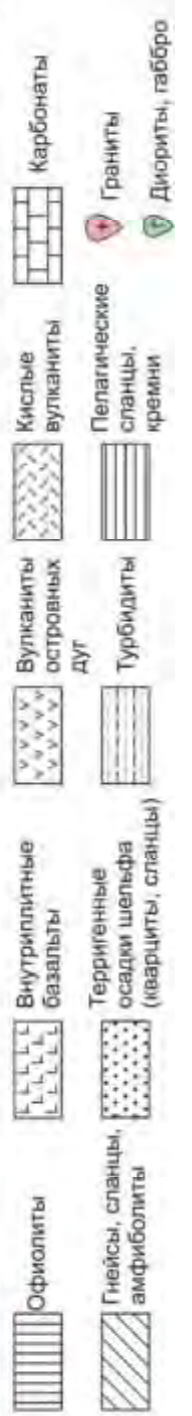
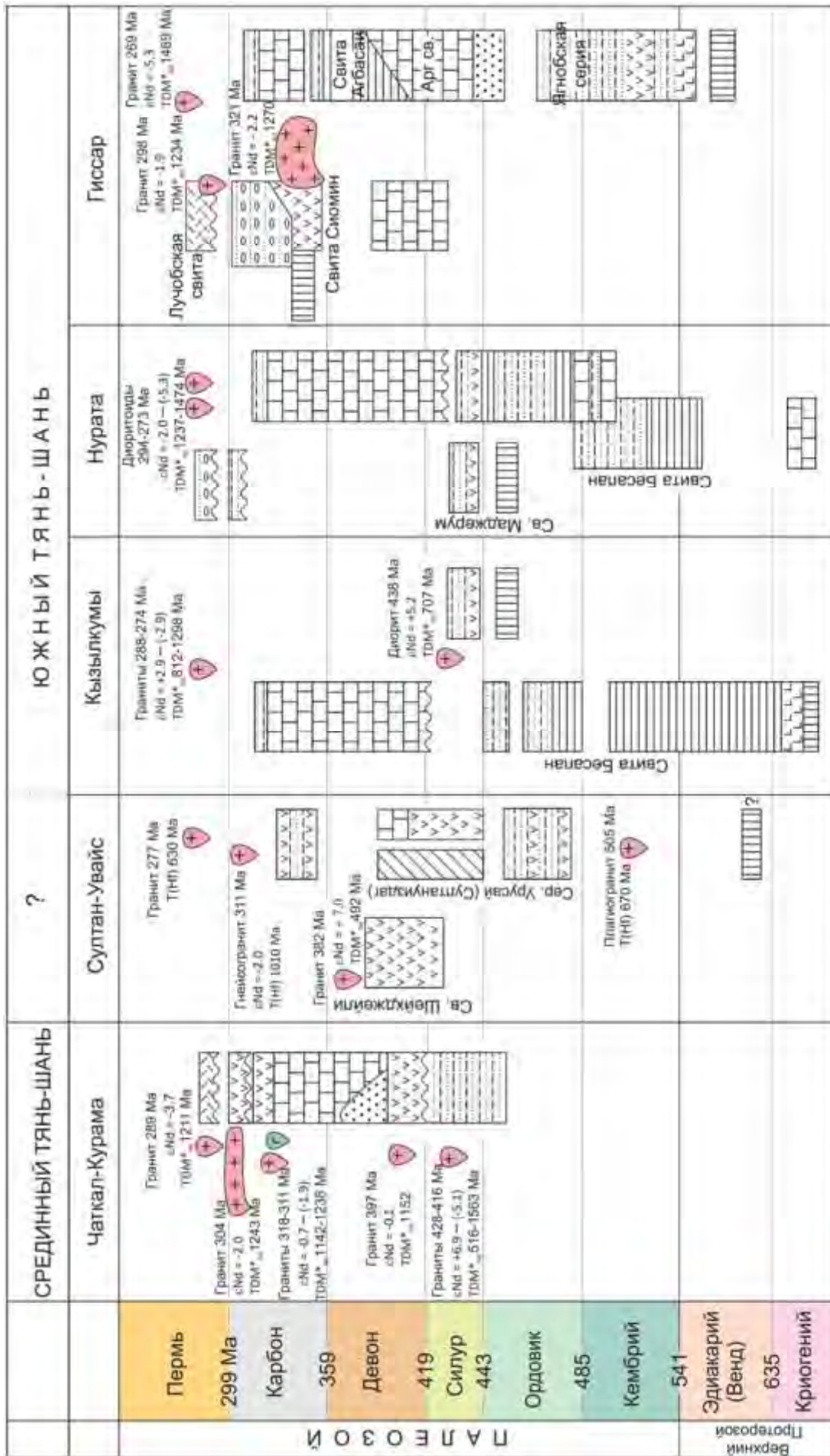


Рис. 4.9. Стратиграфические колонки, иллюстрирующие положение изученных магматических пород в разрезах Султан-Увайса, Кызылкумо-нуратинского и Гиссарского сегментов Южного Тянь-Шаня, а также Чаткало-Кураминского блока Срединного Тянь-Шаня. Результаты U-Pb датирования и Nd изотопные характеристики по данным Dolgorolova et al. (2017).

### **4.3. Методы и результаты исследования гранитоидов Узбекистана**

#### **4.3.1. Петрография**

Структура и минеральный состав всех 100 образцов гранитоидов, отобранных на территории Узбекистана, были изучены в шлифах с использованием поляризационного микроскопа, и полные петрографические описания с определением типов пород были опубликованы нами ранее (Dolgorolova et al., 2017). Фотографии полированных образцов и микрофотографии шлифов 39 разновидностей пород, выбранных для датирования и изучения изотопного состава, приведены на рис. А1 и А2 (Приложение А), соответственно. Определения типов пород, сделанные на основании количественного анализа их минерального состава в шлифах для 39 образцов выбранных для датирования, суммированы в таблице Б4 (Приложение Б). Фотографии опробованных коренных выходов, образцов и шлифов из двух проб из интрузий Бокалы и Алтынтау, иллюстрирующие методику полевых работ и петрографического описания, приведены на рис. 4.10.

#### **4.3.2. Геохимия**

Концентрации петрогенных и редких элементов были проанализированы в 100 пробах в лаборатории Alex Stewart Assayers, OMAC Laboratories в Ирландии. Описание методов опубликовано нами ранее (Dolgorolova et al., 2017). Аналитические результаты приведены в таблицах Б4 и Б5 (Приложение Б).



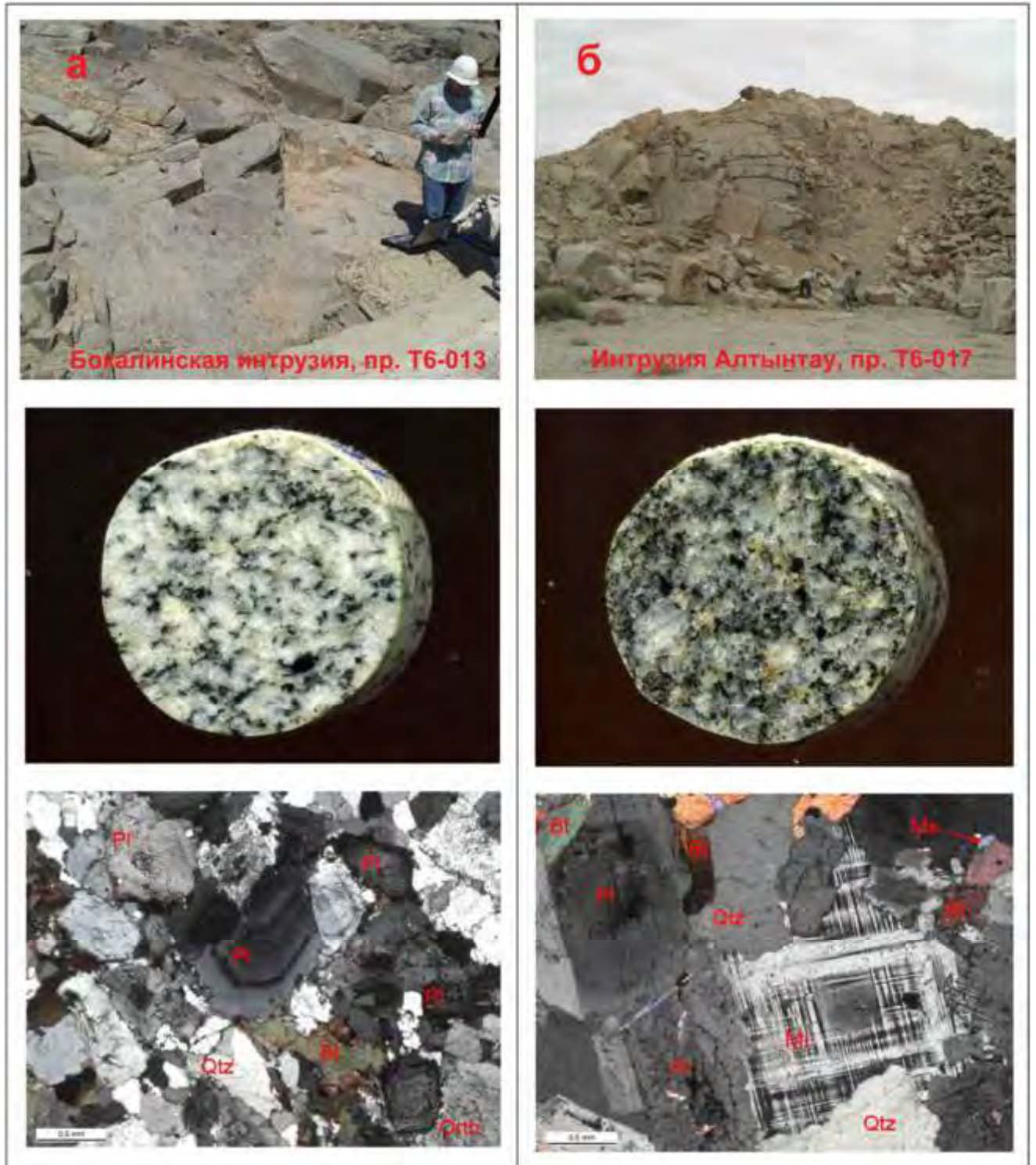


Рис. 4.10. Фотографии коренных выходов, образцов и шлифов двух гранитоидов Кызылкумо-нуратинского сегмента южного Тянь-Шаня: а) тоналит из интрузии Бокалы в горах Букантау (Т6-013); б) гранодиорит из интрузии Алтынтау в горах Тамдытау (Т6-017). Диаметр кернa 25 мм.

### Султан-Увайс

На классификационной диаграмме TAS составы катаклазированных плагиогранитов интрузий Кахралысай (пр. Т6-009) и Шейхджейли (пр. Т6-007) попадают в поля гранита и гранодиорита, соответственно (рис. 4.11. а). Обе породы слабо пересыщены глиноземом ( $ASI\ 1.04 - 1.06$ , рис. 4.11. б) и попадают в поля пород известковой и низкокалиевой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11. в, г.

Составы одной пробы габбро (Т6-005) из интрузии Тебинбулак и двух проб гранитоидов из интрузий Тебинбулак и Джамансай (Т6-006 и Т6-008) попадают в поля габбро и кварцевых монцонитов на диаграмме TAS, соответственно (рис. 4.11. а). Обе пробы гранитоидов попадают в поля пород щелочной серии, а также высококалиевой и шошонитовой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11. в, г. Габбро из интрузии Тебинбулак и кварцевый монцонит из интрузии Джамансай являются умеренно глиноземистыми породами. Гранитоид из интрузии Тебинбулак, который согласно петрографическому описанию является сильно измененным анортозитом, существенно пересыщен глиноземом (рис. 4.11. б).

Составы двух проб истемесских гнейсов (Т6-003 (311 Ма) и Т6-004) попадают в поле гранодиорита на диаграмме TAS (рис. 4.11. а). Обе породы слабо пересыщены глиноземом и попадают в поля известково-щелочно и известковой серий на диаграмме  $(Na_2O+K_2O-CaO)$  vs.  $SiO_2$ . На диаграмме  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  эти породы попадают в поля умеренно обогащенной калием и шошонитовой серии (рис. 4.11. в, г).

Две пробы гранита из интрузии Актау (Т6-001 (277 млн лет) и Т6-002) также как и истемесские гнейсы попадают в поле гранодиорита на диаграмме TAS и являются умеренно пересыщенными глиноземом и умеренно обогащенными калием (рис. 4.11.). Однако по сравнению с истемесскими гнейсами граниты Актау обогащены щелочами и попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий на диаграмме  $(Na_2O+K_2O-CaO)$  vs.  $SiO_2$  (рис. 4.11. в).

По сравнению с гранитами других районов Тянь-Шаня проанализированные породы Султан-Увайса значительно обеднены литофильными редкими элементами и содержат относительно невысокие концентрации REE. При этом спектры распределения REE относительно слабо фракционированы с незначительным обогащением легкими REE  $[(La/Yb)_N\ 0.97-18.65$  и  $(Gd/Yb)_N\ 0.75-3.20]$  без существенных Eu аномалий ( $Eu/Eu^*$  0.84–1.23).

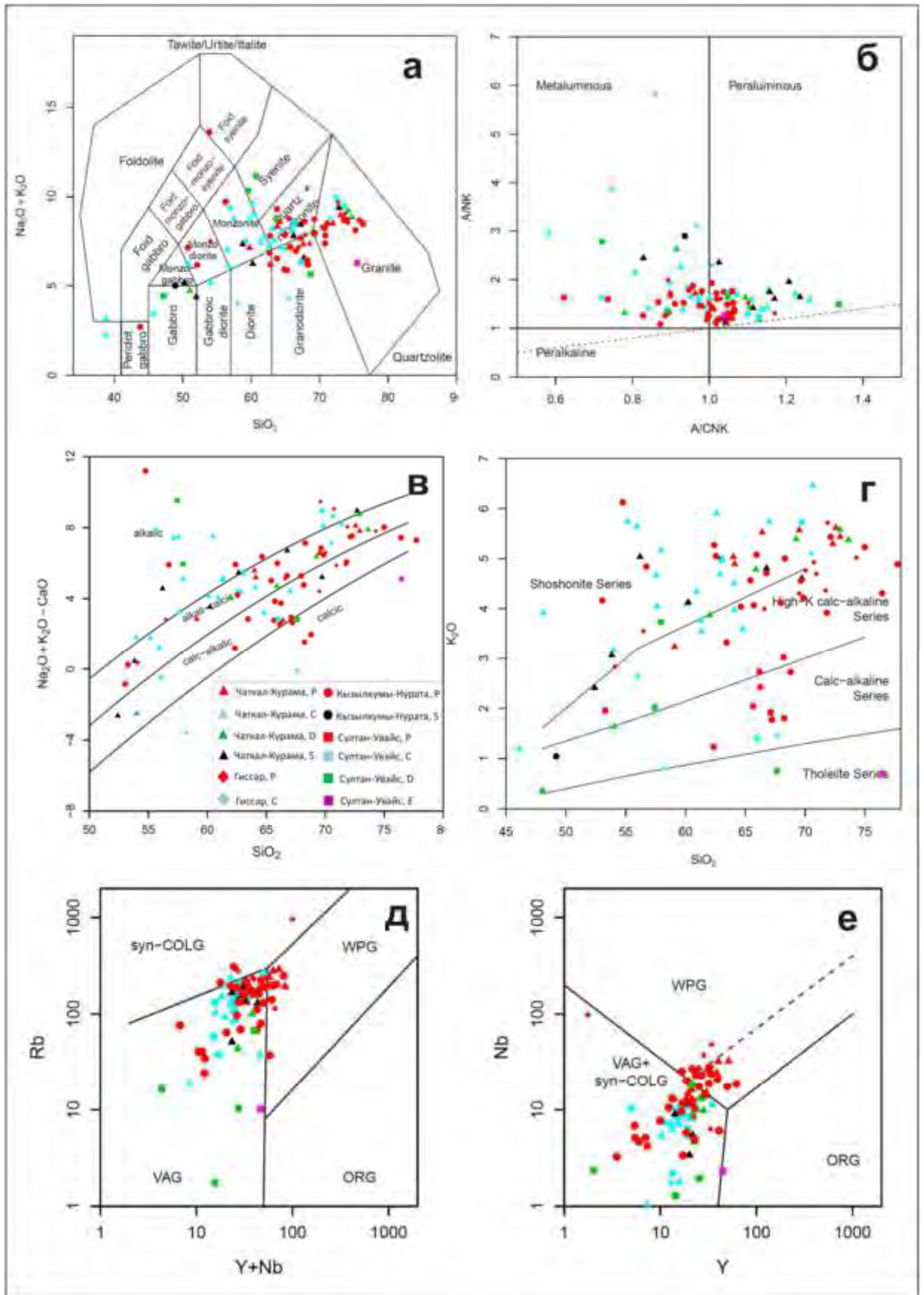


Рис. 4.11. Составы магматических пород западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана на классификационных и дискриминационных диаграммах: а)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$

vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % (TAS), названия пород согласно Middlemost (1994); б) диаграмма ANK vs. ACNK,  $\text{ANK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  мол.,  $\text{ACNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  мол.; в) диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. %, поля серий пород согласно Frost and Frost (2008); г) диаграмма  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес.%, поля согласно Le Maitre et al. (1989); диаграммы Rb vs.  $(\text{Y} + \text{Nb})$  (д) и Nb vs. Y (е), поля согласно Pearce et al. (1984) и Pearce (1996).

Наиболее заметными исключениями является отрицательная Eu аномалия в спектре распределения REE в плагиограните интрузии Кахралысай ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.58$ ) и интенсивная положительная Eu аномалия в анортозите интрузии Тебинбулак ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 6.58$ ), вероятно свидетельствующая, что анортозит представляет собой полевошпатовый кумулат (Рис 4.12.). Спектры распределения концентраций редких элементов в породах Султан-Увайса, представленные на мультикативных диаграммах (рис. 4.13.), демонстрируют умеренное обогащение литофильными элементами и отчетливые отрицательные аномалии таких высокозарядных катионов как Nb и Ti.

### **Кызылкумо-нуратинский сегмент южного Тянь-Шаня**

Большинство проанализированных пород Кызылкумо-нуратинского сегмента содержат 62–75 вес.%  $\text{SiO}_2$  и попадают в поля кварцевого монцонита, гранодиорита и гранита на диаграмме TAS. Мафические разновидности пород опробованные в интрузиях Тасказган, Тозбулак, Мадават, Кошрабат и в офиолите Тескудук классифицируются как габбро, монцогаббро и монцодиориты (рис. 4.11.). Гранитоиды I-типа из интрузии Мадават и А-типа из интрузии Кошрабад характеризуются умеренно глиноземистыми составами, в то время как примерно половина всех остальных проанализированных гранитоидов слабо пересыщена глиноземом ( $\text{ASI}$  до 1.08, рис. 4.11.). Составы большинства гранитов попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий и шошонитовой и высококалиевой серий на диаграммах, показанных на рис 4.11. в, г.



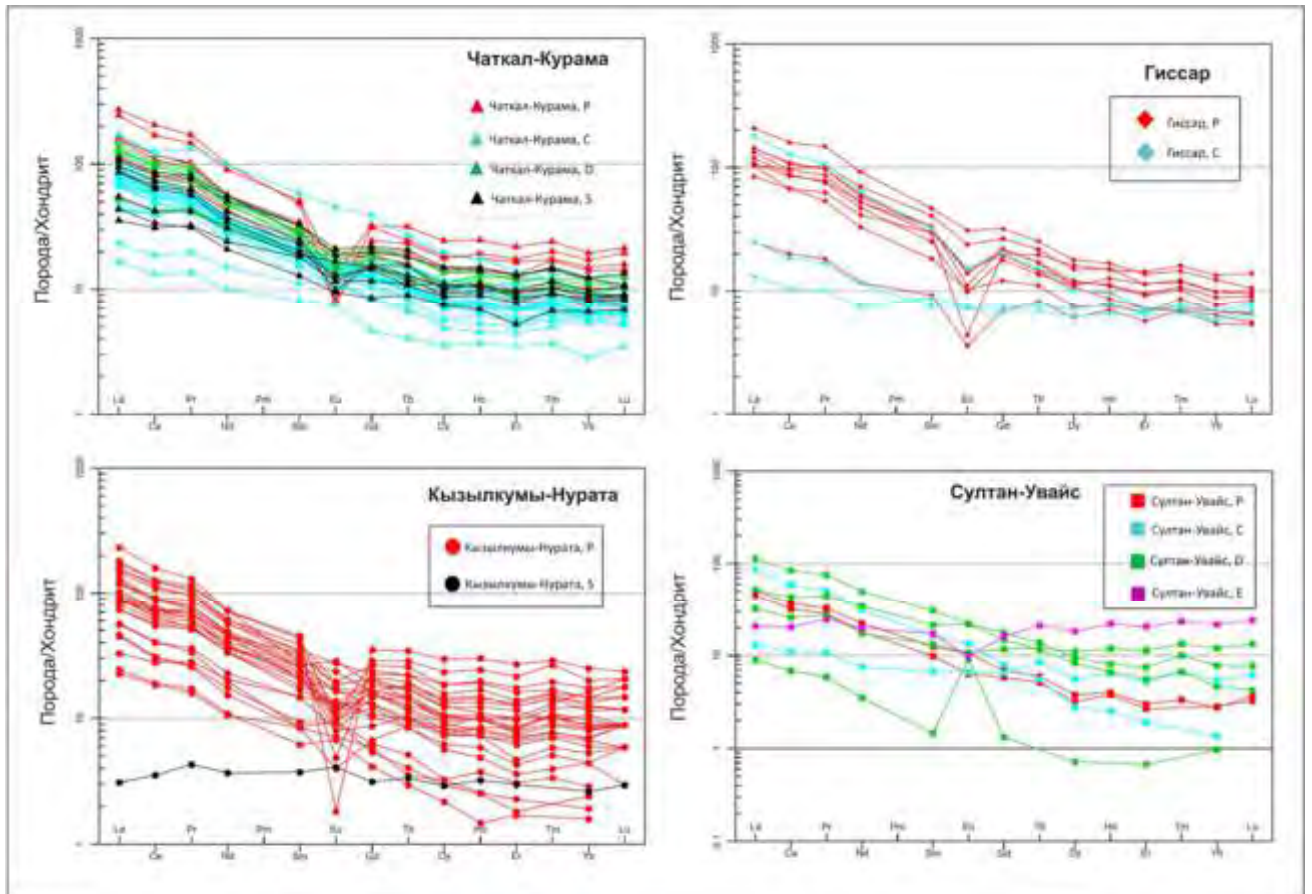


Рис. 4.12. Спектры распределения концентраций REE в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, нормированные к хондриту (по Nakamura, 1974).

Исключением являются плагиограниты интрузий Бокалы и Турбай в горах Букантау, габброиды из Тескудукского офиолита в горах Тамдытау и гранитоиды I-типа из хребта Нуратау, которые лишь умеренно обогащены калием и попадают в поля известково-щелочной и известковой серий (рис 4.11. в, г). Спектры распределения концентраций редких элементов и REE в породах Кызылкумо-нуратинского сегмента отражают присутствие геохимически контрастных типов пород, включающих как разновидности, существенно обогащенные LILE and REE, так и весьма примитивные составы (рис 4.12. и 4.13.), ярким представителем которых является габбро из Тескудукского офиолита. Это наиболее примитивная интрузивная порода из всех изученных нами на территории Узбекистана отличается близкими к хондритовым концентрациями REE  $[(La/Yb)_N 1.18$  и  $(Gd/Yb)_N 1.19]$  и демонстрирует лишь

незначительное обогащение литофильными элементами на мультикатионной диаграмме (рис. 4.13.).

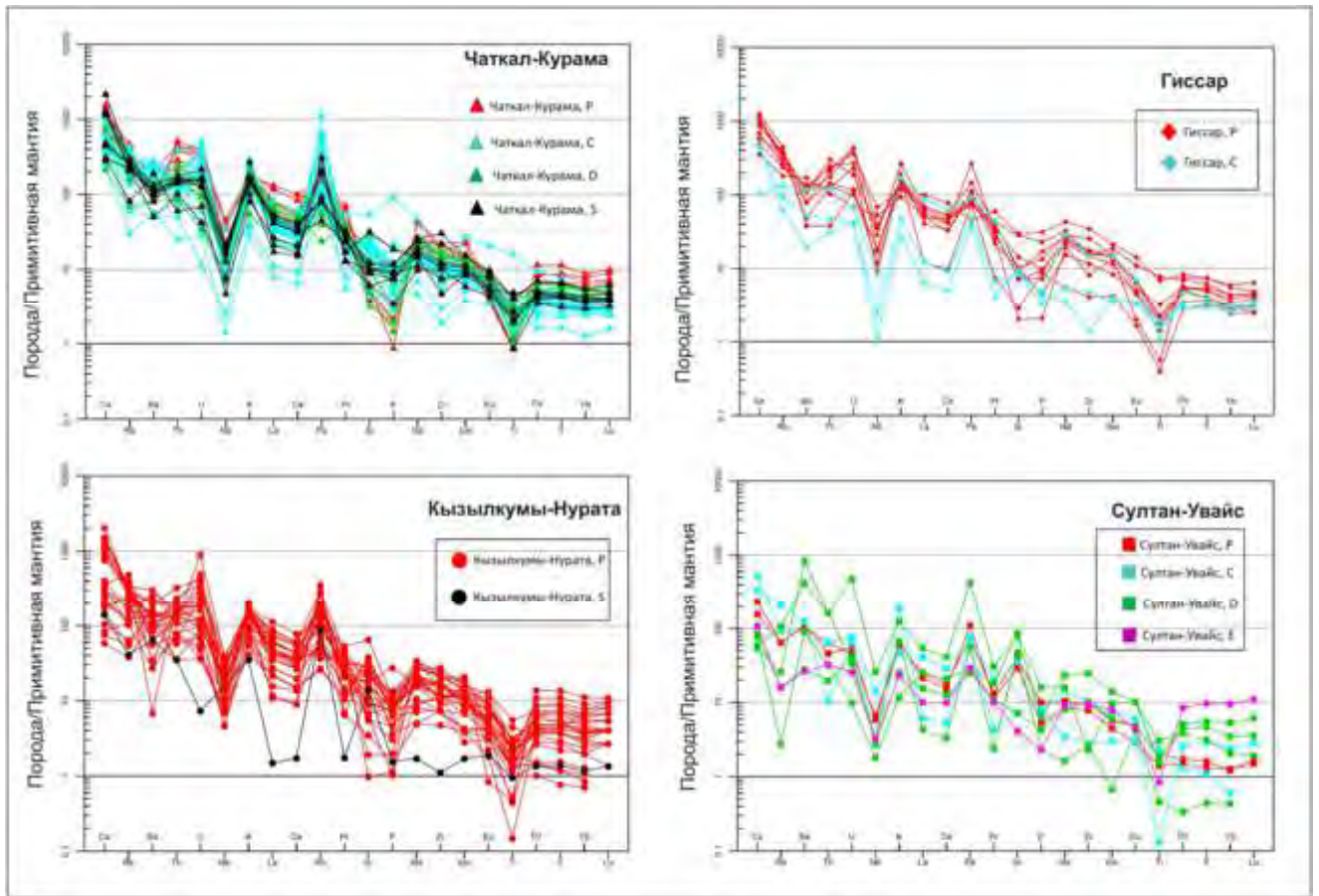


Рис. 4.13. Спектры распределения концентраций редких элементов в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана, нормированные к примитивной мантии (по Sun and McDonough, 1989).

Четыре других наиболее примитивных породы Кызылкумо-нуратинского сегмента включают три пробы тоналитов интрузии Бокалы и плагиогранит из интрузии Шурук. Содержания тяжелых REE в этих гранитоидах также близки к хондритовым  $[(Gd/Yb)_N 2.17-3.08]$ . Однако, по сравнению с габброидами Тескудука они относительно обогащены легкими REE  $[(La/Yb)_N 15.43-23.71]$  с незначительными положительными Eu аномалиями  $(Eu/Eu^* 1.01-1.37)$ , Рис. 4.12.) и характеризуются относительным обогащением литофильными элементами и отчетливыми отрицательными аномалиями таких высокочargedных катионов как Nb и Ti на мультикатионных диаграммах (рис. 4.13.). Похожие спектры распределения редких элементов и REE установлены в

единственной проанализированной пробе габбро из крупного массива основных пород Тасказган (или Бельтау) в горах Кульджуктау. Эту породу также можно включить в число наиболее примитивных пород Кызылкумо-нуратинского сегмента. Другие мафические породы из интрузий Мадават и Кошрабад в хр. Северный Нуратау и из интрузии Тозбулак в горах Кульджуктау по редкоэлементному составу мало отличаются от большинства гранитов Кызылкумо-нуратинского сегмента, которые характеризуются фракционированными спектрами распределения REE [(La/Yb)<sub>N</sub> 7.0–20.0 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.5–2.5] с отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu\* до 0.6) и отчетливым правым наклоном спектров распределения редких элементов с обогащением литофильными элементами и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов (рис. 4.12. и 4.13.). Наконец, самые высокие концентрации литофильных элементов установлены в нескольких пробах лейкогранитов выделяющихся резко фракционированными спектрами распределения REE [(La/Yb)<sub>N</sub> до 30.0 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> до 2.5] с интенсивными отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu\* до 0.1) и отчетливым обогащением литофильными элементами и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах (рис. 4.12. и 4.13.).

### **Гиссарский сегмент южного Тянь-Шаня**

Содержания SiO<sub>2</sub> в проанализированных пробах магматических пород из Гиссарского сегмента варьируют от 54 до 74 вес. %. Составы плагиогранитов (Т6-053 и Т6-054), которые считаются комагматичными карбоновым вулканитам гиссарского рифта, попадают в поля диорита и гранодиорита на диаграмме TAS и в поле известковой серии и на границу полей низкокальциевых и умеренно обогащенных калием пород на диаграммах, показанных на рис. 4.11. Однако единственный лейкогранит, для которого нами получен возраст соответствующий башкирскому ярусу среднего карбона (321 млн лет, проба Т6-050), по химическому составу больше напоминает богатые калием постколлизийные гранитоиды батолита Каратюбе и вместе с ними проецируется в поля гранодиорита и гранита на диаграмме TAS и в поля щелочной и щелочно-известковой и высококальциевой и шохонитовой серий на диаграммах, показанных на рис. 4.11. в, г.

Плагиограниты содержат относительно невысокие концентрации REE и характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения REE [(La/Yb)<sub>N</sub> 1.97–4.38 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.09–1.16] без заметных Eu аномалий (Eu/Eu\* 0.92–1.01) и



умеренным обогащением литофильными элементами с отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах (рис. 4.12. и 4.13.). Четыре гранитоида из батолита Каратюбе и лейкогранит из Гиссарского батолита (проба Гб-050) значительно обогащены литофильными элементами по сравнению с плагиогранитами и по геохимическим особенностям близки к типичным надсубдукционным гранитам. Эти породы характеризуются резко фракционированными спектрами распределения REE  $[(La/Yb)_N 6.28-26.86 \text{ and } (Gd/Yb)_N 1.50-4.07]$  с отрицательными Eu аномалиями ( $Eu/Eu^*$  до 0.18–0.80) и отчетливым обогащением литофильными элементами (Rb, Ba, Th, K) и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах (рис 4.12. и 4.13.).

### **Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня**

Проанализированные пробы магматических пород Чаткало-Кураминского блока представляют достаточно широкий спектр составов с содержаниями  $SiO_2$  от 39 до 73 вес. % (рис. 4.11., таблица Б4 в Приложении Б). Наиболее распространены кислые и средние разновидности пород. Основные породы представлены несколькими небольшими телами в пределах массивов Карабаш, Акча и Джусалы-Актепе, а также субвулканическими телами, опробованными в карьерах месторождений Кальмакыр и Сарычеку. Несмотря на значительные вариации  $SiO_2$  и возрастов, все проанализированные породы представляют собой достаточно однородную магматическую серию, отчетливо обогащенную калием, и попадают в поля габбро, монцогаббро, монцодиорита, монцонита, кварцевого монцонита и гранита, образуя единый тренд в поле субщелочной серии на диаграмме TAS (рис 4.11. а). Большинство гранитоидов относятся к умеренно глиноземистой серии или слабо пересыщены глиноземом, однако, несколько проб гранитов достаточно сильно пересыщены глиноземом ( $ASI > 1.2$ , рис. 4.11. б). Почти все проанализированные пробы попадают в поля шошонитовой и высококалиевой серий диаграмме  $K_2O \text{ vs. } SiO_2$  и в поля щелочной и щелочно-известковой серий на диаграмме  $(Na_2O+K_2O-CaO) \text{ vs. } SiO_2$  (рис. 4.11. в, г). Кроме того, они также характеризуются относительно пониженными содержаниями  $TiO_2$  (<1.0 вес. %) и повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  contents (>9 вес. %), что является типичным для пород шошонитовых серий (Morrison, 1980; Müller et al., 1992).

Для большинства магматических пород силура-девона и карбона характерны фракционированные спектры распределения REE [(La/Yb)<sub>N</sub> 3.81–17.01 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.18–2.24] с отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu\* 0.53–1.23). Еще большее обогащение легкими REE демонстрируют раннепермские гранитоиды, которые отличаются резко фракционированными спектрами распределения REE [(La/Yb)<sub>N</sub> 8.93–12.29 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.41–2.24] с интенсивными отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu\* 0.21–0.9) (рис. 4.12.). Две мафические дайки из карьера Сарычеку и мафическая порода из массива Акча (датированная нами по цирконам 320 млн лет) относительно обеднены REE по сравнению с пробами гранитоидов и характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения REE [(La/Yb)<sub>N</sub> 1.08 и (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.44–1.96] с незначительными положительными Eu аномалиями (Eu/Eu\* 1.15–1.23). Дайка диабаз из интрузии Джусалы-Актепе характеризуется сходным спектром распределения REE, но содержит значительно более высокие концентрации REE по сравнению другими мафическими породами (рис. 4.12.). Все проанализированные пробы магматических пород Чаткало-Кураминского блока резко обогащены литофильными элементами (Rb, Ba, Th, K) и демонстрируют отчетливые отрицательные аномалии высокозарядных катионов, таких как Nb и Ti, на мультикатионных диаграммах (рис. 4.13.), что является типичным для пород шошонитовых серий (Morrison, 1980; Müller et al., 1992). Наиболее кислые разновидности также отличаются отрицательными аномалиями Sr и P, которые не характерны для основных пород.

#### 4.3.3. U-Pb датирование по цирконам

Цирконы, выделенные из 39 проб, были датированы *in situ* U-Pb методом с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге. Детали аналитических процедур, первичные данные и диаграммы с конкордией были опубликованы нами ранее (Konopelko et al., 2006; Dolgoplova et al., 2017). Полученные возрасты кристаллизации суммированы в таблицах Б4 (Приложение Б) и В7 (Приложение В), где также для сравнения приведены результаты датирования изученных интрузий, опубликованные нами в других работах (Seltmann et al., 2011) и полученные недавно другими авторами. Полученные датировки, которые интерпретируются нами как возраст кристаллизации, также вынесены на схематические

геологические карты (рис. 4.2. – 4.7.) и обсуждаются более подробно в заключительных разделах этой главы.

#### 4.3.4. Изотопная геохимия Nd-Sr-Pb в горных породах и Hf в цирконах

Изотопные составы Sr, Nd и Pb были проанализированы в 43 пробах горных пород в университете Британской Колумбии в Канаде. Результаты представлены в таблицах В8 и В9 (Приложение В) и суммированы в таблице Б4 (Приложение Б). Детали аналитических процедур были описаны нами ранее (Dolgopolova et al., 2017).

Результаты анализов изотопных составов Sr-Nd включают величины  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и  $\epsilon_{\text{Srt}}$ , показывающие отклонения изотопных составов пород от модельных изотопных составов хондритового однородного резервуара (CHUR) соответствующих времени образования этих пород. В таблице В8 также приведены модельные Nd возрасты отделения вещества источника гранитоидов от деплетированной мантии  $T_{\text{DM}}$  и  $T_{\text{DM}^*}$ , рассчитанные по одностадийной (DePaolo, 1988) и двустадийной (DePaolo et al., 1991) моделям коровой эволюции, соответственно. По результатам определения Sr-Nd изотопных составов гранитоидов с учетом их возрастов, определенных U-Pb методом по цирконам, и концентраций Sm, Nd, Rb и Sr в соответствующих породах были вычислены первичные изотопные составы гранитоидов в момент их кристаллизации. Однако некоторые вычисленные первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  оказались нереалистично низкими, что, по-видимому, объясняется тем, что Rb-Sr система могла неоднократно переустанавливаться в течение длительной и сложной геологической истории. Такие образцы, которые также характеризуются аномально высокими Rb/Sr отношениями, были исключены из рассмотрения. Поэтому, хотя в таблице В8 приводятся изотопные составы, проанализированные в 32 пробах, только 20 из них показаны на диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs. Sr/Sr, иллюстрирующей положение точек изотопных составов Sr и Nd в проанализированных породах по отношению к полям мантии и протерозойской коры (рис. 4.14. а).

Результаты анализов изотопного состава Pb в гранитоидах узбекского Тянь-Шаня, приведены в таблице В9 и нанесены на эволюционные диаграммы (рис. 4.15. а, б), где показано положение точек изотопного состава Pb во всех проанализированных пробах относительно эволюционных кривых Zartman and Doe (1981). Первичные изотопные

отношения Pb были вычислены для 32 проб, исходя из предположения, что эволюция изотопного состава Pb в этих породах происходила в условиях закрытой системы. Значения отношений  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  были вычислены на основе измеренных концентраций U, Th и Pb, а коррекция на радиогенный свинец, накопленный *in situ*, производилась с использованием сегодняшнего изотопного состава Pb.

Изотопный состав Hf в цирконах из 39 проб гранитоидов был определен в Университете Маккуори (Macquarie University) в Австралии (таблица В10). Аналитические процедуры описаны в статье Dolgoplova et al. (2017). Изотопный состав Hf определялся в зернах цирконов ранее датированных с помощью SHRIMP во ВСЕГЕИ. При этом лазерный пучок по возможности фокусировался на участках зерен ранее проанализированных с помощью SHRIMP. Для расчета значений  $\varepsilon\text{Hf}$  использовался изотопный состав Hf в однородном хондритовом резервуаре приведенный в работе Blichert-Toft et al. (1997). Для расчета модельных возрастов отделения вещества источника гранитоидов от деплетированной мантии ( $T_{\text{DM}}$ ) использовалась модель, принимающая современное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ , что соответствует среднему для базальтов срединно океанических хребтов, и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$  (Griffin et al., 2000). Значения  $\varepsilon\text{Hf}$  и модельные возрасты рассчитывались с учетом величины константы распада  $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  (Scherer et al., 2001). Одностадийные модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}$ ), рассчитанные на основе измеренных отношений  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , позволяют оценить только минимальный возраст источника магм, из которых кристаллизовались цирконы. Поэтому дополнительно были также рассчитаны двустадийные «коровые» модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ), которые основаны на предположении, что магма, из которой кристаллизовались цирконы, была выплавлена из континентальной коры со средним отношением  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ , а эта кора в свою очередь ранее отделилась от деплетированной мантии. «Коровые» Hf модельные возрасты ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ) эквивалентны двустадийным модельным Nd возрастам ( $T_{\text{DM}}^*$ ).

### Султан-Увайс

Изотопный состав Nd-Sr-Pb был проанализирован только в одной пробе плагиогранита из интрузии Шейхджейли (Т6-007). Положительное значение  $\varepsilon\text{Ndt}$  (+7.0) и относительно низкое значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0.7048) (рис. 4.14. а) указывают на происхождение из источника, в течение длительного времени обедненного

литофильными элементами: например, из мантии или из ювенильной коры, образовавшейся из мантийного вещества незадолго до формирования этого плагиогранита. На это также указывает модельный возраст Nd  $T_{DM}^*$ , который практически неотличим от девонского возраста кристаллизации плагиогранита, установленного с помощью датирования цирконов (рис. 4.14. в). Плагиогранит из интрузии Шейхджейли характеризуется следующими отношениями изотопов свинца:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.29$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.64$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.80$ . Значения первичных отношений свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.4$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5$ ) проецируются на диаграммах, показанных на рис. 4.15. а и б, между эволюционными кривыми орогена (OR) и верхней коры (UC) в поле обогащенной мантии EM-II, что характерно для гранитоидов островных дуг.

Изотопный состав Lu-Hf, проанализированный в цирконах из проб гранитоидов четырех возрастных групп, позволил рассчитать значения  $\epsilon_{\text{Hf}t}$  для кембрийского плагиогранита из интрузии Кахралысай (+12.7), девонского плагиогранита из интрузии Шейхджейли (+14.3), истемесского гнейса карбонового возраста (+5.4) и пермского гранодиорита из интрузии Актау (+11.0). Отчетливо положительные значения  $\epsilon_{\text{Hf}t}$  во всех проанализированных породах также указывают на их происхождение из ювенильных (мантийных) источников.

### **Кызылкумо-нуратинский сегмент южного Тянь-Шаня**

Восемь проб пермских гранитоидов из Кызылкумо-нуратинского сегмента характеризуются относительно высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0.7055 – 0.7091), отрицательными  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  (от –5.3 до –1.8) и мезопротерозойскими модельными возрастными Nd  $T_{DM}^*$  1.22–1.47 млрд лет (рис. 4.14. а-в), что свидетельствует об их происхождении из источников длительное время обогащенных литофильными элементами (например, из древней континентальной коры). Исключением является тоналит из интрузии Бокалы, в котором установлены изотопные составы Sr и Nd ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7042$  и  $\epsilon_{\text{Nd}t} + 2.9$ ) характерные для источников обедненных литофильными элементами (например, мантии). Близкие к мантийным значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  и  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  (0.7066 и + 5.2) были также установлены в силурийском габбро из офиолита Тескудук, которое как и плагиогранит интрузии Бокалы характеризуется примитивным редкоэлементным составом.

Изотопный состав Lu-Hf в цирконах был проанализирован в 11 образцах. Девять гранитоидов (за исключением тоналита Бокалы и габбро из офиолита Тескудук) характеризуются близкими к нулю значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (от  $-3.8$  до  $+5.5$ ) указывающими на преобладание коровых источников, возможно, с некоторым участием мантийного вещества. Тоналит из интрузии Бокалы и габбро из офиолита Тескудук, для которых установлены ювенильные Sr-Nd изотопные метки, характеризуются отчетливо положительными значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ( $+12.5$  для  $+15.96$ , соответственно) и проецируются практически на кривую эволюции деплетированной мантии (рис. 4.15. в), что также подтверждает их происхождение из мантийных источников.

В проанализированных гранитоидах установлены следующие вариации измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.59\text{--}20.72$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.61\text{--}15.82$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.08\text{--}39.78$ ) и первичных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.03\text{--}18.85$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.49\text{--}15.69$ ). На диаграммах, показанных на рис. 4.15., изотопные составы свинца всех гранитоидов (за исключением тоналита Бокалы и габбро из офиолита Тескудук) ложатся вблизи эволюционной кривой верхней коры (UC), что с большой вероятностью указывает на их верхнекоровое происхождение. Изотопные составы свинца тоналита Бокалы и габбро из офиолита Тескудук проецируются на эволюционную кривую орогена (OR), что может свидетельствовать об их островодужном происхождении.

### **Гиссарский сегмент южного Тянь-Шаня**

Изотопный состав Nd-Sr-Pb был проанализирован в 3 образцах гранитоидов, но реалистичное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0.7054) было установлено только в одной пробе: карбонатовом гранодиорите из западной части Гиссарского батолита, для которого также рассчитано значение  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  ( $-2.2$ ) и модельный возраст Nd  $T_{\text{DM}^*}$  1.27 Ga (рис. 4.14.). Пермский гранит из западной части Гиссарского батолита и порфириовидный гранит из батолита Каратюбе характеризуются близкими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  и модельными возрастными  $T_{\text{DM}^*}$  ( $-1.9$  и  $1.23$  млрд лет и  $-5.3$  и  $1.47$  млрд лет, соответственно). Цирконы из этих 3 проб характеризуются близкими к нулю значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (от  $-2.0$  до  $+0.9$ ) и модельными возрастными  $1.2\text{--}1.4$  млрд лет (рис. 4.15.), что свидетельствует об их происхождении за чет материала древней континентальной коры. В проанализированных гранитоидах установлены следующие вариации измеренных

отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.35\text{--}19.84$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.61\text{--}15.74$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.55\text{--}39.12$ ) и первичных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.05\text{--}17.69$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.53\text{--}15.66$ ). На диаграммах, показанных на рис. 4.15., изотопные составы свинца трех гранитоидов проецируются между эволюционными кривыми верхней коры (UC) и орогена (OR), что также указывает на их происхождение из вещества древней коры.

### **Чаткало-Кураминский блок Срединного Тянь-Шаня**

Изотопный состав Nd-Sr-Pb был изучен в 19 образцах гранитоидов, принадлежащих к 3 возрастным группам: силурийской, карбоновой и пермской, однако, в 8 пробах были получены нереалистично низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ , которые были исключены из рассмотрения. Значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ , рассчитанные для остальных проб, варьируют в относительно узком диапазоне от 0.7046 до 0.7066 (рис. 4.14.). Исключение составляет силурийский гранит из интрузии Кызылалмасай, для которого установлено очень высокое значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7175$ . Однако, так как изотопные составы Nd и Hf в этом граните не отличаются от других проб, мы предполагаем, что Rb-Sr система в этой породе могла быть нарушена в результате какого-то вторичного процесса. Другой силурийский гранодиорит из интрузии Карабаш отличается положительным значением  $\epsilon\text{Ndt}$  (+6.9) и модельным возрастом Nd  $T_{\text{DM}^*}$  0.52 млрд лет (рис. 4.14.), что может указывать на его мантийное происхождение. Значения  $\epsilon\text{Ndt}$  во всех остальных гранитоидах варьируют от -5.1 до +0.7, а их модельные возрасты Nd  $T_{\text{DM}^*}$  от 1.02 до 1.57 млрд лет (причем большинство из них находятся в диапазоне 1.2–1.3 млрд лет), что может указывать на происхождение из коровых или смешанных источников (рис. 4.14.).

Значения  $\epsilon\text{Hft}$  в цирконах из этих образцов варьируют в достаточно широких пределах (от -5.6 до +7.4), хотя большинство из них находятся в диапазоне от -3 до +3. Обращает внимание, что силурийские гранитоиды, в целом, отличаются наиболее древними модельными возрастными Hf (1.4–1.6 млрд лет, рис. 4.15.), что может указывать на средне-раннепротерозойский возраст фундамента Чаткало-Кураминского блока. Силурийский гранодиорит из интрузии Карабаш, для которого установлено близкое к мантийному значение  $\epsilon\text{Ndt}$  (+6.9), характеризуется типично коровым значением  $\epsilon\text{Hft}$  (-3.0). Это может отражать реальные отличия этих изотопных систем, так как изотопный состав Nd в породе определяется происхождением расплава, из которого эта



порода кристаллизовалась, а изотопный состав Hf в цирконах может отражать их происхождение из древних коровых протолитов.

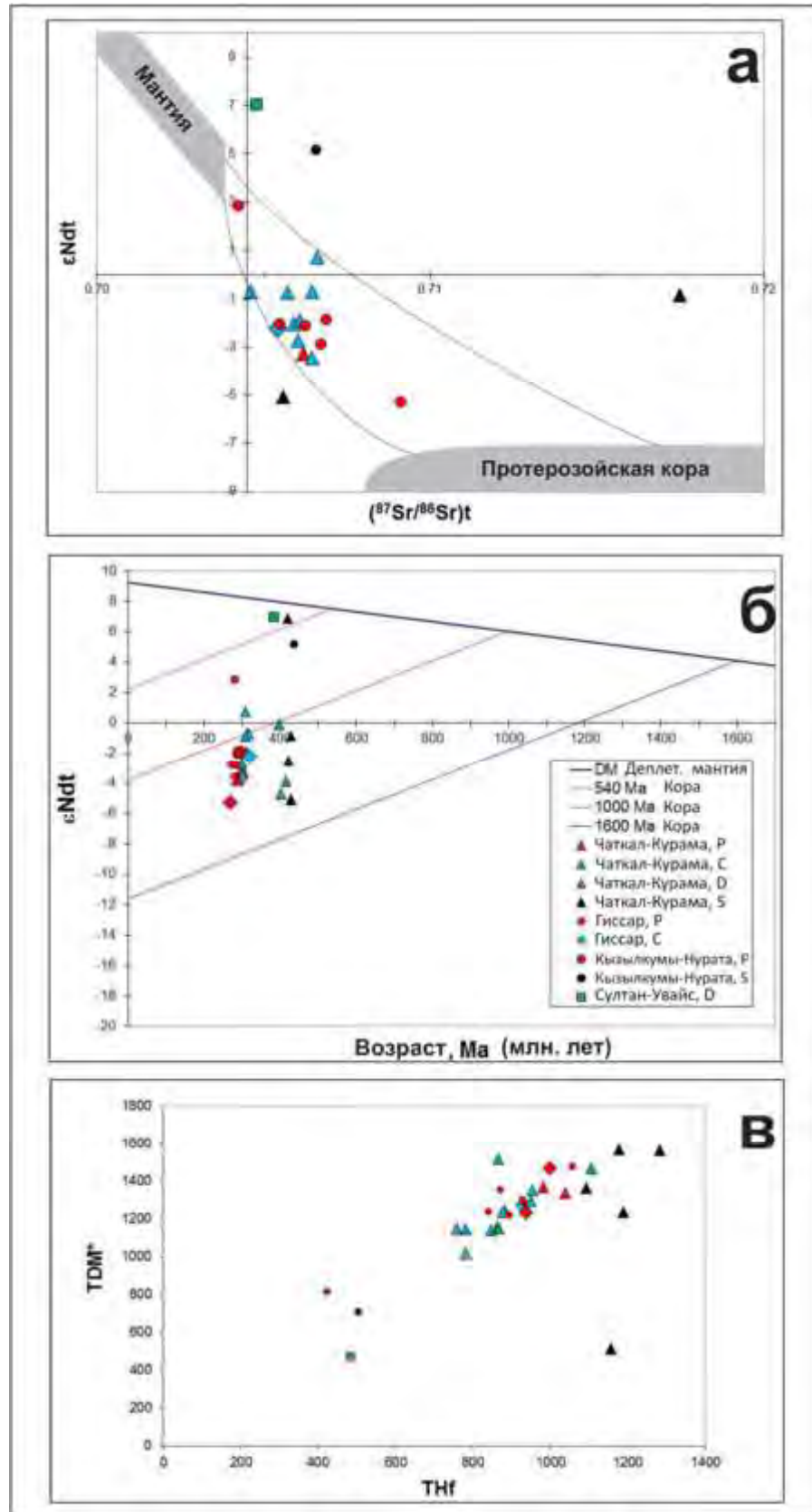


Рис. 4.14. (а) Изотопные составы Sr и Nd в гранитоидах западного Тянь-Шаня на диаграмме  $\epsilon Ndt$  vs.  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ ; (б) соотношение рассчитанных значений  $\epsilon Ndt$  с

возрастами кристаллизации соответствующих пород, определенным с помощью датирования по цирконам; (в) соотношение модельных возрастов  $Hf T_{DM}^c$ , рассчитанных на основе изотопного состава Hf измеренного в цирконах, и модельных возрастов  $T_{DM}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd в породе. Линейный тренд, иллюстрирующий близость значений, означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы.

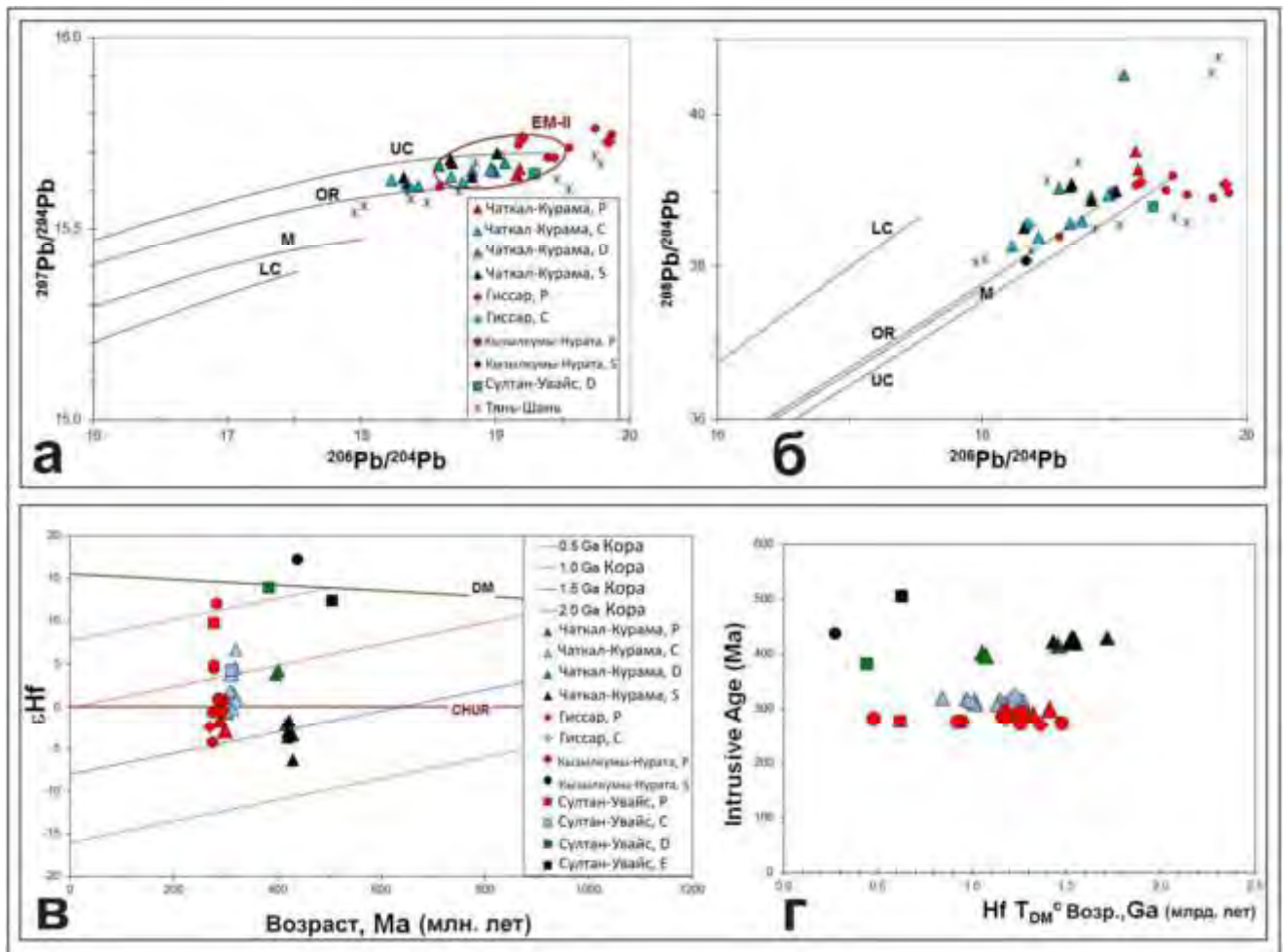


Рис. 4.15. Измеренный изотопный состав Pb в гранитоидах западного Тянь-Шаня на диаграммах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (а) и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (б). Кривые эволюции нижней коры (LC), верхней коры (UC), орогена (OR) и мантии (M) по Zartman and Doe (1981). Для сравнения звездочками показаны изотопные составы Pb в других гранитоидах Тянь-Шаня по данным Chiaradia et al. (2006). Диаграммы, иллюстрирующие соотношение значений  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (в) и модельных возрастов Hf  $T_{DM}^c$  (г) с возрастaми кристаллизации соответствующих пород.

В целом, более молодые карбоновые и пермские гранитоиды характеризуются более широкими вариациями значений  $\epsilon_{\text{Hft}}$ , что может указывать на их происхождение из смешанных источников, возможно, с некоторым участием мантийного вещества. В гранитоидах Чаткало-Кураминского блока установлены следующие вариации измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.23\text{--}20.60$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.61\text{--}15.75$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.27\text{--}41.72$ ) и первичных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13.89\text{--}17.80$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.39\text{--}15.60$ ). В микропегматите из интрузии Акчасай установлены очень высокие значения измеренных отношений изотопов свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20.60$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.75$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 41.72$ ) но чрезвычайно низкие значения первичных отношений ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13.89$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.39$ ). Это связано с очень высоким отношением U/Pb в этой породе, поэтому рассчитанные первичные отношения могут быть недостаточно надежными. На диаграммах, показанных на рис. 4.15., изотопные составы свинца всех гранитоидов проецируются между эволюционными кривыми верхней коры (UC) и орогена (OR), что также указывает на наличие древней коровой компоненты в их источниках.

#### 4.4. Обобщение результатов изотопно-геохимических исследований

Положительные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и низкие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывают на происхождение гранитоидных магм из источников, обедненных литофильными элементами в течение длительного времени (таких как мантия), а отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывают на происхождение из источников, длительное время обогащенных литофильными элементами (таких как древняя континентальная кора). На рис. 4.14. а показано положение точек изотопных составов Sr и Nd в проанализированных породах по отношению к полям мантии и протерозойской коры, а также линий смешения между ними. Большинство проб характеризуются смешанными значениями  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  варьирующими в широких пределах ( $\epsilon_{\text{Ndt}}$  (-5 to +7) и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  0.704–0.707), что указывает на преимущественно коровое происхождение. Исключение составляют гранитоиды Султан-Увайса и две породы из Кызылкумо-нуратинского сегмента, для которых установлены положительные (мантийные) значения  $\epsilon_{\text{Ndt}}$ . В отличие от этих пород большинство других гранитоидов из Кызылкумо-нуратинского и Гиссарского сегментов, а также из Чаткало-Кураминского блока характеризуются коровыми

отрицательными или близкими к нулю значениями  $\epsilon\text{Ndt}$ , что указывает на их формирование из материала древней континентальной коры. Крутой тренд на диаграмме  $\epsilon\text{Ndt vs. } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  (то есть резко отрицательные значения  $\epsilon\text{Ndt}$  на фоне относительно небольшого увеличения значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ ) обычно означает происхождение за счет древней коры и связан с обеднением Rb в процессе метаморфизма высоких ступеней на глубоких горизонтах коры. Верхнекоровые источники, напротив, обычно характеризуются большим разбросом значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  обусловленным значительными вариациями Rb/Sr в осадочных породах. Так как на диаграмме  $\epsilon\text{Ndt vs. } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  (рис. 4.14. а) значения  $\epsilon\text{Ndt}$  образуют отчетливый кластер в интервале от  $-3.5$  до  $-1$  при относительно низких значениях  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , это, вероятно, указывает на происхождение большинства проанализированных гранитоидов за счет относительно гомогенных коровых протолитов. Исключение составляет единственная проба силурийского гранита из Чаткало-Кураминского блока, которая сильно отличается от остальных гранитоидов значительно повышенным отношением  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ . Это может указывать на происхождение силурийского гранита за счет более молодого гетерогенного корового протолита, что впрочем, не подтверждается данными по изотопному составу Hf в цирконе.

На рис. 4.14. б изображена диаграмма показывающая соотношение рассчитанных модельных возрастов Nd  $T_{DM}$  с возрастaми кристаллизации соответствующих пород, определенным с помощью датирования по цирконам. Дополнительно на этой диаграмме показаны линии эволюции во времени составов деплетированной мантии (DM) и «средней коры» выплавленной из мантии 1600, 1000 и 540 млн лет назад, что соответствует нижним границам Мезопротерозоя, Неопротерозоя и Фанерозоя в Международной Стратиграфической Шкале. Значительный разброс значений  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-5$  до  $+7$ ) указывает на присутствие как мантийных, так и коровых гранитоидов с явным преобладанием последних. Кроме того, большое количество верхнепалеозойских коровых гранитоидов с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  (от  $-5$  до  $-1$ ) указывает на происхождение этих пород в результате плавления мезопротерозойской коры, что подтверждается наличием во многих гранитах ксеногенных цирконов с мезо-неопротерозойскими возрастaми (таблица В7, Приложение В). Изотопный состав Rb также указывает на происхождение большинства изученных гранитоидов из материала

древней континентальной коры (рис. 4.15.) и соответствует тренду, установленному для гранитоидов других районов Тянь-Шаня (Chiaradia et al., 2006).

Эти выводы в основном совпадают с оценками возрастов источников гранитоидов по модельным возрастам Hf  $T_{DM}^c$ , рассчитанным на основе изотопного состава Hf измеренного в цирконах (рис. 4.15.). Так как изотопный состав Hf в цирконах измерен в большем количестве проб по сравнению с пробами, проанализированными на изотопный состав Sr-Nd-Pb, происхождение большинства проанализированных гранитоидов за счет древних (мезопротерозойских или даже палеопротерозойских) коровых источников является еще более очевидным.

На рис. 4.15. г изображена диаграмма показывающая соотношение рассчитанных модельных возрастов Hf  $T_{DM}^c$  (то есть модельных возрастов отделения от деплетированной мантии коровых источников гранитоидов с принятым отношением  $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0.015$ ) с возрастaми кристаллизации соответствующих пород, определенным с помощью датирования по цирконам. На этой диаграмме хорошо видно, что силурийские гранитоиды Чаткало-Кураминского блока имеют раннерифейские модельные возрасты Hf  $T_{DM}^c$ , а более поздние девонские и карбоновые гранитоиды этого же района имеют более молодые позднерифейские модельные возрасты, что говорит об их происхождении за счет более молодых коровых протолитов или в результате смешения со все большим количеством ювенильного мантийного вещества. Разновозрастные палеозойские гранитоиды Султан-Увайса преимущественно характеризуются ювенильными мантийными источниками, что подтверждается геохимическими и Sr-Nd изотопными данными для плагиогранитов интрузий Шейхджейли и Кахралысай. Мантийное происхождение также является очевидным для габброидов офиолита Тескудук и плагиогранитов интрузии Бокалы в северной части Кызылкумо-нуратинского сегмента.

Рис. 4.14. в иллюстрирует близость значений модельных возрастов Hf  $T_{DM}^c$ , рассчитанных на основе изотопного состава Hf измеренного в цирконах, и модельных возрастов  $T_{DM}$ , рассчитанных по изотопному составу Nd в породе. Линейный тренд, который отчетливо виден на этой диаграмме, означает, что обе изотопные системы отражают одни и те же эволюционные процессы. Близость значений модельных возрастов Nd и Hf указывает на то, что эти параметры являются надежными индикаторами позволяющими отличать друг от друга гранитоиды выплавленные из

разных источников и делать правильные выводы о генезисе магматических серий в различных террейнах Тянь-Шаня.

В целом, пермские гранитоиды отличаются более коровым характером от более древних, что особенно характерно для Чаткало-Кураминского блока и Гиссарского сегмента. Исключение составляют некоторые пермские гранитоиды северной части Кызылкумо-нуратинского сегмента и Султан-Увайса, которые преимущественно характеризуются ювенильными мантийными источниками. Этот тренд отчетливо виден на рис. 4.16., где вынесены значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для всех проанализированных проб во всех изученных террейнах на территории Узбекистана. Гранитоиды Чаткало-Кураминского блока Срединного Тянь-Шаня характеризуются в основном коровыми источниками. Для гранитоидов Гиссарского и Кызылкумо-нуратинского сегментов Южного Тянь-Шаня характерны коровые и смешанные источники. И наконец, для пород северной части Кызылкумо-нуратинского сегмента и Султан-Увайса характерны мантийные источники.

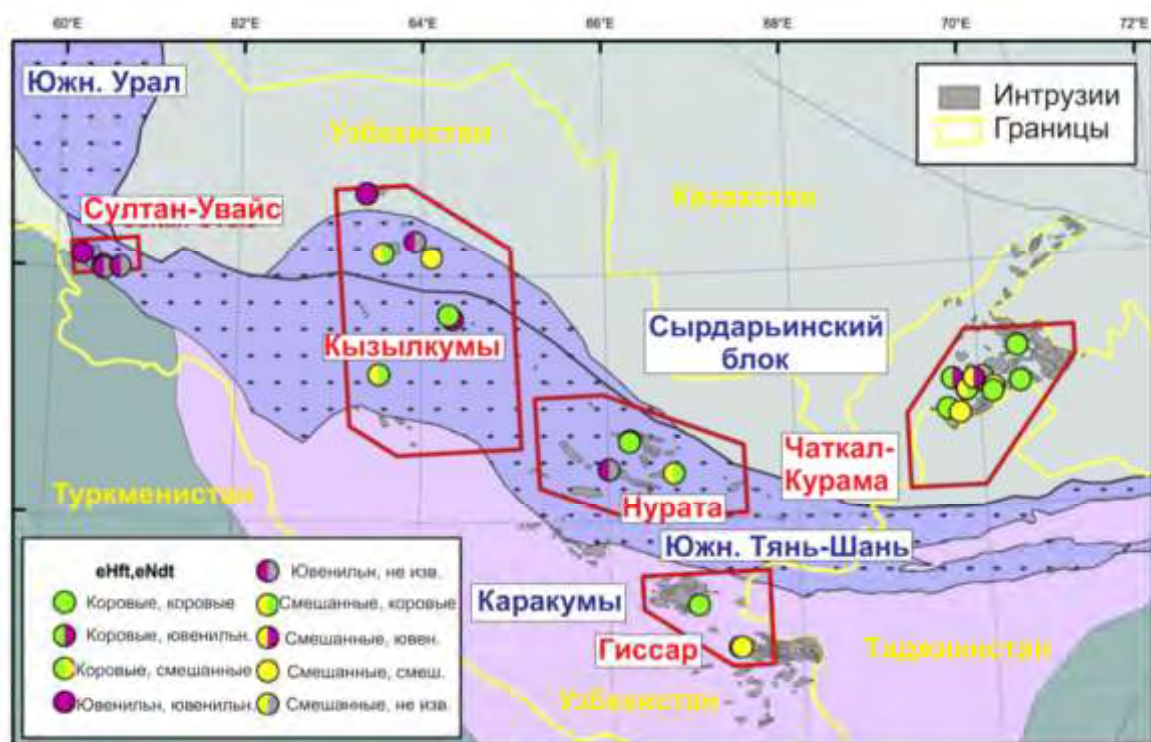


Рис. 4.16. Значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  в гранитоидах западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана. Значения показаны как коровые, если  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) < 0$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) < -2$ ; смешанные, если  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  от 0 до +5 и  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от -2 до 0; ювенильные, если  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) > +5$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$ .

## 4.5. Интерпретация результатов исследования палеозойских гранитоидов Узбекистана

### 4.5.1. Султан-Увайс

Все проанализированные породы Султан-Увайса значительно отличаются по составу от гранитоидов других изученных районов Узбекистана и представляют собой наиболее примитивные магматические комплексы западного Тянь-Шаня. Хотя гранитоиды Султан-Увайса и характеризуются признаками надсубдукционных магматических серий (правым наклоном спектров распределения редких элементов и отрицательными Ta-Nb-Ti аномалиями на мультикатионных диаграммах), они в значительно меньшей степени обогащены литофильными элементами и легкими REE по сравнению с породами других террейнов (рис. 4.12. и 4.13.). Составы всех пород Султан-Увайса попадают в поле гранитов вулканических дуг на дискриминационных диаграммах Rb vs. (Y + Nb) и Nb vs. Y, а состав плагиогранита интрузии Кахралысай попадает на границу с полем гранитов океанических хребтов (рис. 4.1. д, е). Относительно примитивный редкоэлементный состав и отчетливая натровая специализация пород Султан-Увайса может указывать на их происхождение в обстановке внутриокеанической дуги. Изотопные составы пород Султан-Увайса также указывают на их мантийное происхождение. Единственная проба, в которой был проанализирован изотопный состав Sr и Nd (Т6-007, гранодиорит Шейхджейли) попадает в поле мантийных составов на диаграмме  $\epsilon_{Nd}$  vs. Sr/Sr (рис. 4.14. а), и три пробы, в которых был проанализирован изотопный состав Hf в цирконах, также характеризуются положительными значениями  $\epsilon_{Hf}$  (11.0–14.3) и Hf модельными возрастными 0.67–0.48 млрд лет. Исключение составляет проба истемесского гнейса Т6-003, которая отличается более низким, но также положительным значением  $\epsilon_{Hf}$  (+ 5.45, рис. 4.14. а, таблица В8 в Приложении В). Интересно, что гранит интрузии Актау с возрастом 277 млн лет, который также характеризуется высоким значением  $\epsilon_{Hf}$  (+11.04), представляет собой достаточно редкий для Тянь-Шаня пример постколлизивной интрузии, вероятным источником которой являлись ювенильные протолиты мантийного происхождения.

Новые данные о возрасте пород Султан-Увайса в целом подтверждают опубликованные ранее палеонтологические датировки. Среднекембрийский (505 млн



лет) возраст, установленный для связанного с офиолитовым комплексом плагиогранита интрузии Кахралысай, несколько древнее позднеордовикских – раннесилурийских возрастов офиолитовых комплексов, маркирующих южнотяньшанскую сутуру в более восточных районах (Миркамалов и др., 2012; Dolgorolova et al., 2016, 2017). Гранодиорит из интрузии Шейхджейли, который по геохимическим особенностям также близок к гранитоидам офиолитов, имеет возраст 382 млн лет (таблица В7, Приложении В). Габброидные интрузии Тебинбулак и Джамансай не были датированы в рамках настоящей работы. Однако, ранее опубликованные биостратиграфические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что эти массивы также представляют фрагменты девонской океанической коры (Ахмедов, 2000). Хотя возраст 311 млн лет, установленный для истемесских гнейсов, не является надежным из-за большого разброса аналитических данных, он может указывать на формирование этих сильно деформированных гранитоидов в надсубдукционной обстановке на доколлизийной стадии. Наконец, возраст 277 млн лет, полученный для гранита Актау близок к возрастам постколлизийных интрузий других районов Тянь-Шаня, полученных нами ранее (Seltmann et al., 2011).

Хотя ранее высказывалось мнение, что офиолит Каракудук маркирует продолжение южнотяньшанской сутуры (Савчук, 1992, 1990; Савчук и др., 1997; Морозов, 2001), положение Султан-Увайса относительно террейнов Срединного и Южного Тянь-Шаня остается неясным. Присутствие надсубдукционных магматических серий девона и карбона отражает сходство Султан-Увайса с Чаткало-Кураминским блоком Срединного Тянь-Шаня. Однако магматические серии Султан-Увайса отличаются от пород Чаткало-Кураминского блока значительно более примитивной геохимией и мантийными изотопными составами. Возможно, надсубдукционные серии Султан-Увайса представляют собой более хорошо сохранившийся и более ювенильный фрагмент островной дуги, которая, по мнению некоторых авторов (Alexeiev et al., 2016), была аккрецирована к северу около 450 млн лет назад и слагает в настоящее время южную часть Чаткало-Кураминского блока. С другой стороны, девонские надсубдукционные серии Султан-Увайса могут являться частью уральских структур и составлять южное продолжение мугоджарской дуги, как было предложено Лутцем и Фельдманом (1992). На возможную связь между структурами Урала и Южного Тянь-

Шаня также указывали De Boorder и Zeylmans van Emmichoven (2005) на основании интерпретации геофизических данных.

#### 4.5.2. Кызылкумо-нуратинский сегмент

Одиннадцать проб из Кызылкумо-нуратинского сегмента, датированные U-Pb методом по цирконам в рамках данной работы, дополняют результаты опубликованные ранее нами (Конопелько и др. 2002; Konopelko et al., 2003; Seltnann et al., 2011) и другими авторами (Костицын, 1991, 1993, 1996; Wilde et al., 2001; Kempe et al., 2015, 2016). Наиболее древний возраст 438 млн лет установлен для габбро из аллохтонного офиолита Тескудук в горах Тамдытау. Эта порода является наиболее примитивной по составу (то есть наименее обогащенной литофильными элементами) и характеризуется положительными значениями  $\epsilon\text{Ndt}$  и  $\epsilon\text{Hft}$ , что также указывает на ее мантийное происхождение.

Возрасты всех остальных датированных гранитоидов укладываются в относительно узкий интервал 293 - 273 млн лет и соответствуют постколлизивной стадии развития региона. Однако некоторые постколлизивные гранитоиды Кызылкумо-нуратинского сегмента также характеризуются примитивными составами. К ним относятся три пробы тоналитов из интрузии Бокалы в горах Букантау, в одной из которых установлены мантийные изотопные составы Nd, Sr и Hf, а также плагиогранит из интрузии Шурук в горах Кульджуктау. Интересно, что трубки взрыва щелочных мафических пород в северной части Кызылкумо-нуратинского сегмента также внедрились на постколлизивной стадии. Дайка гранита (Т6-016), секущая алмазонасные мафиты трубки Карашохо в горах Букантау, имеет возраст 276 млн лет. Это означает, что внедрение трубки взрыва, скорее всего, произошло на постколлизивной стадии, что подтверждается Rb-Sr возрастными около 300 млн лет, полученными для других трубок взрыва в этом районе (Саватенков и Конопелько, неопубл. данные).

Постколлизивные гранитоиды Кызылкумо-нуратинского сегмента отличаются от гранитоидов других сегментов Южного Тянь-Шаня выраженным разнообразием составов (рис. 4.11.). Они включают редкие для Тянь-Шаня пересыщенные глиноземом S граниты (пробы Т6-017, Т6-018 из интрузии Алтынтау), амфибол-содержащие I

граниты в ассоциации с мафическими породами (пробы Т6-037, Т6-038 из интрузии Темиркобук), а также дифференцированные массивы с А-гранитами (пробы Т6-041 – 043 из интрузии Кошрабад) и небольшие тела нефелиновых сиенитов (пробы Т6-026, Т6-028 из интрузии Кынгыр). Изотопные составы постколлизионных гранитоидов Кызылкумо-нуратинского сегмента варьируют в широких пределах, однако, большинство проб характеризуется коровыми изотопными метками с отрицательными или близкими к нулю величинами  $\epsilon Nd_t$ . Эта черта объединяет их с гранитоидами других террейнов Тянь-Шаня и свидетельствует об их происхождении за счет докембрийской коры в результате прямого плавления или в виде существенного компонента источника.

Ранее нами была предложена модель, объясняющая одновременное внедрение геохимически контрастных гранитоидов в результате плавления различных по составу протолитов на разных глубинах вдоль зон крупных транслитосферных сдвигов (Конопелько и др., 2011). Эта модель кажется применимой для хребта Северный Нуратау, в котором массивы гранитов внедрены вдоль регионального северонуратинского разлома, являющегося частью южнотяньшанской сутуры. Однако, для объяснения интенсивного постколлизионного гранитоидного магматизма на обширной территории северных Кызылкумов, где массивы гранитов занимают до 70 – 80 % домезозойского эрозионного среза, необходим более мощный региональный тепловой импульс, который мог быть результатом деламинации сублитосферной мантии и нижней коры и замещения ее более горячим веществом астеносферы (Конопелько и др., 2011). Реалистичность этого сценария подтверждается новыми изотопными данными, включая древние (1.22 – 1.47 млрд лет, Рис. 4.14.) модельные  $Nd T_{DM}$  возрасты гранитоидов, свидетельствующие о значительном вкладе материала докембрийской коры. В разделе 4.6. петрогенезис и обстановка формирования постколлизионных интрузий Кызылкумо-нуратинского сегмента Южного Тянь-Шаня подробно обсуждается на примере многофазного золотоносного массива Кошрабад, одного из нескольких геохимически контрастных магматических комплексов сформировавшихся в зоне северонуратинского разлома, который является частью Южнотяньшанской сутуры.

### 4.5.3. Гиссарский сегмент

Геохимические особенности габбро и плагиогранита комагматических окружающих карбоновым вулканитам гиссарского рифта сближают их с габбро-плагиогранитными сериями офиолитов. Однако, составы этих пород попадают в поля гранитов вулканических дуг на дискриминационных диаграммах и характеризуются отчетливыми отрицательными аномалиями Ta-Nb-Ti на мультикатионных диаграммах (рис. 4.12. и 4.13.). Все остальные изученные граниты из Гиссарского сегмента, включая 3 датированных разновидности с возрастными в интервале 320 – 270 млн лет, характеризуются составами типичными для надсубдукционных серий и смешанными изотопными составами Nd-Sr-Pb-Hf. Такие геохимические характеристики являются обычными для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, в которых мантийные расплавы взаимодействуют и смешиваются с веществом континентальной коры. Сходные геохимические особенности установлены для гранитоидов Чаткало-Кураминского блока, которые также образовались в обстановке активной континентальной окраины (см. ниже). Однако, по сравнению с породами Чаткало-Кураминского блока некоторые граниты Гиссара попадают в поля внутриплитных гранитов на дискриминационных диаграммах и отличаются более древними модельными возрастными, свидетельствующими об их происхождении из неопротерозойской коры. Подобные черты характерны также для гранитов северной части Гиссарского сегмента на территории Таджикистана (Konopelko et al., 2017).

### 4.5.4. Чаткало-Кураминский блок

Для 9 из 11 датированных силурийско – раннедевонских магматических пород установлены возрасты в интервале 429 – 414 млн лет, и только 2 интрузии имеют более молодые возрасты 401 и 397 млн лет (таблица В7, Приложение В). Все силурийско – раннедевонские гранитоиды попадают в поля гранитов вулканических дуг на дискриминационных диаграммах и обладают геохимическими характеристиками типичными для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, то есть относительно резко фракционированными спектрами распределения REE и редких элементов с отрицательными аномалиями Ta, Nb и Ti, а также смешанными изотопными составами Nd-Sr-Pb-Hf. Их относительно древние модельные Nd и Hf

возрасты свидетельствуют об их происхождении из неопротерозойской континентальной коры, что подтверждается присутствием ксеногенных и унаследованных неопротерозойских цирконов (таблицы Б4, В7-10).

Возобновление субдукции в Чаткало-Кураминском блоке обычно связывают с вулканитами уинской свиты, имеющей раннекарбонный биостратиграфический возраст (Далимов и др., 2003). Однако возрасты 19 датированных магматических пород оказались в интервале 320 – 289 млн лет, что указывает на то, что пик надсубдукционного магматизма пришелся на средний – поздний карбон (от башкирского до гжельского яруса). Как и силурийско – раннедевонские гранитоиды карбоновые магматические комплексы характеризуются признаками (включая геохимические особенности и смешанные изотопные составы Nd-Sr-Pb-Hf) типичными для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, в которых мантийные расплавы взаимодействуют и смешиваются с веществом континентальной коры.

Полученные раннепермские возрасты в интервале 300 – 285 млн лет совпадают с возрастными постколлизийными интрузиями других районов Тянь-Шаня (Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017). Однако, в отличие от Южного Тянь-Шаня, где внедрение постколлизийных гарнитов происходило после длительного периода амагматического развития, в Чаткало-Кураминском блоке постколлизийные магматические серии формировались вслед за надсубдукционными без какого либо перерыва во времени. Постколлизийные комплексы Чаткало-Кураминского блока обладают всеми характеристиками типичными для шошонитовых серий (Soloviev, 1993; Soloviev, 1998; Мамаджанов, 2004, 2011; Konopelko et al., 2017). Наличие мафических пород в шошонитовых комплексах Чаткало-Кураминского блока указывает на мантийный источник. Однако геохимические особенности мафических пород (относительно низкие содержания Sr и Ni в комбинации с пониженными значениями Mg # и повышенными содержаниями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Sr и LREE) указывают на то, что их мантийный источник, вероятно, был обогащен литофильными элементами в результате мантийного метасоматоза и/или мантийно-корового взаимодействия. Hawkesworth et al. (1995), Feldstein and Lange (1999) и ряд других авторов предположили, что обогащенные литофильными элементами и легкими REE шошонитовые расплавы, которые формировались в постколлизийной обстановке, но по редкоэлементному составу

напоминают серии активных окраин, могли формироваться из материала мантийного клина обогащенного несовместимыми элементами в ходе предыдущих эпизодов субдукции. В этом сценарии нагрев и плавление ранее обогащенного мантийного клина может происходить в результате отрыва или отката слэба на постколлизиионной стадии (Van Hunen and Miller, 2015).

#### **4.6. Геохимия, петрогенезис и металлогения постколлизиионных интрузий Кызылкумо-нуратинского сегмента на примере золотоносного массива Кошрабад**

Кошрабадский массив, расположенный в Кызылкумо-нуратинском сегменте ЮТШ, представляет собой одну из интереснейших герцинских интрузий западного Тянь-Шаня. Массив известен как один из немногих фанерозойских комплексов гранитов рапакиви (Юдалевич и др., 1973), а также благодаря связанному с ним магматическому месторождению золота, крупнейшему из подобных месторождений в Тянь-Шане (Abzalov, 2007). Кроме того, Кошрабадский массив расположен в Северо-Нуратинской структуре, формирование которой связано с растяжением сопряженным со сдвигом вдоль Северонуратинского разлома, который является частью Южнотяньшанской сутуры (рис. 4.17.). Постколлизиионные гранитоидные интрузии Северо-Нуратинской структуры весьма разнообразны по составу и являются интересным примером гранитообразования в этой геодинамической обстановке. Кошрабадскому массиву и связанным с ним месторождениям посвящены многочисленные публикации (Хамрабаев и др., 1973, Хамрабаев, 2000; Проскуряков и др., 1979, Котов, 1993, Бортников и др., 1996, Голованов, 2001, Abzalov, 2007), однако последние статьи о петрогенезисе массива (Изох и др., 1975, Юдалевич и др., 1991) были основаны на ограниченных данных о составе пород. В этом разделе петрогенезис Кошрабадского массива рассматривается с учетом новых данных о петрографии и составе пород, их полевых взаимоотношениях и на основе современных представлений о формировании сложно построенных интрузий. Выявленные тренды геохимической эволюции пород массива дополняют существующие представления о формировании связанных с ним золоторудных месторождений. Геодинамическая обстановка формирования интрузий Северного Нуратау также обсуждается с учетом новых геохимических и геохронологических данных.



Рис. 4.17. Тектоническая схема Тянь-Шаня. Рамкой обозначен район Нуратинских гор, показанный на рис. 4.18. Сокращения: СевТШ – Северный Тянь-Шань, СТШ – Срединный Тянь-Шань, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ЛН – линия Николаева, ТФС – Талассо-Ферганский сдвиг, ЮТШС – Южнотяньшаньская сutura.

#### 4.6.1. Геологическое строение хр. Северный Нуратау

Образования хребта Северный Нуратау, где находится Кошрабадский массив (рис. 4.18. и 4.19.), представляют собой северную окраину домена Южного Тянь-Шаня и рассматриваются (Бискэ, Усманов, 1981, Поршняков и др., 1991) как ансамбль тектонических покровов, продвигавшихся на юг от коллизионного шва и смятых затем в складки. Отчетливо наблюдаются покровы маломощных карбонатных отложений девона – среднего карбона. Однако отслоение покровов происходило и на более глубоких стратиграфических уровнях, захватывая мощные терригенные серии ордовика – силура вплоть до карбонатно-кремнистого и черносланцевого нижнего палеозоя и,



возможно, верхнего докембрия, что привело к резкому утолщению дислоцированного комплекса.

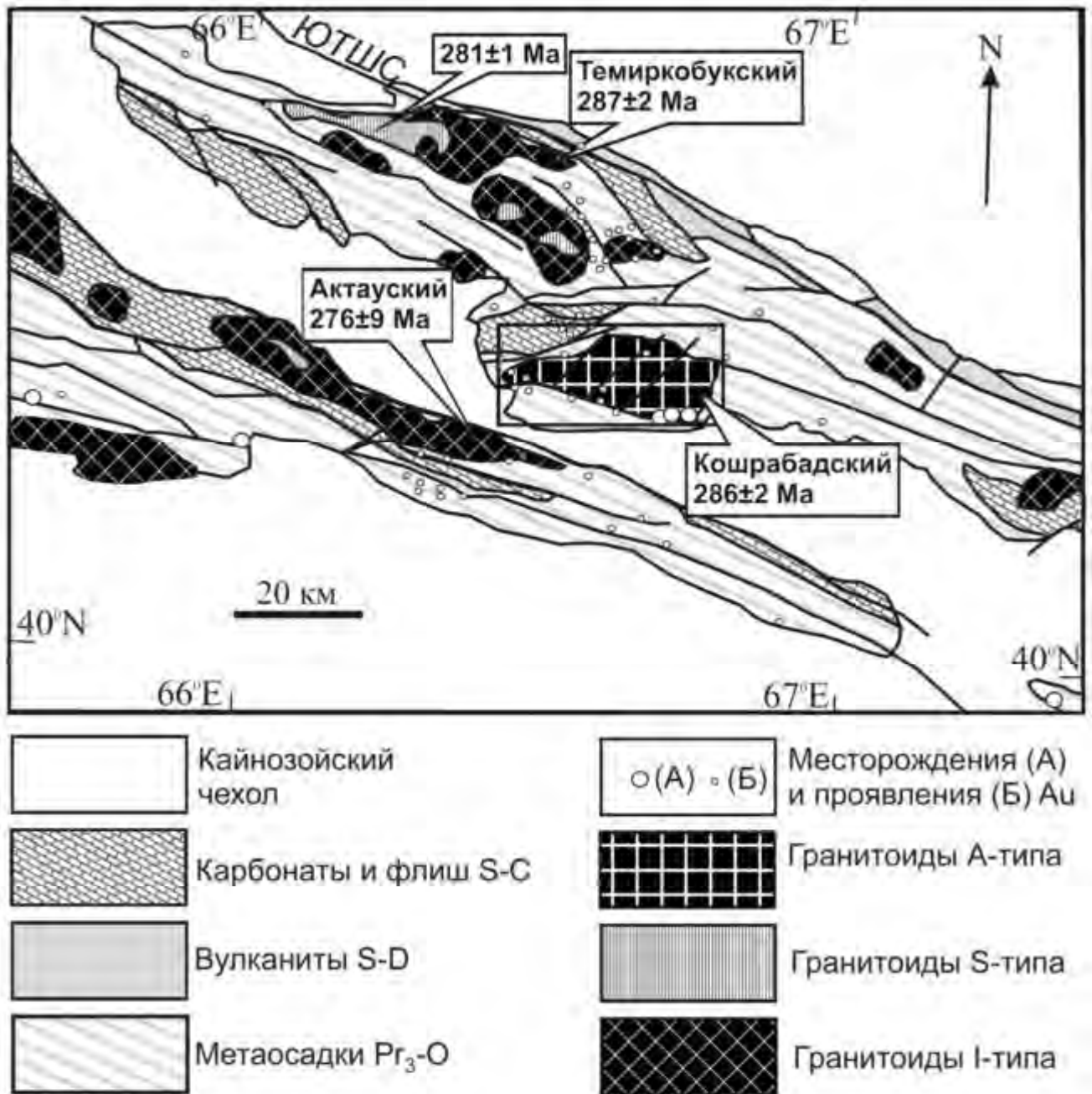


Рис. 4.18. Геологическая схема хребта Северное Нуратау. По материалам (Изох и др., 1975, Abzalov, 2007, Seltmann et al., 2011). Рамкой обозначена площадь Кошрабадского массива детально показанная на рис. 4.19.

Смятые в складки покровы Северного Нуратау срезаются региональным сдвигом, который является трансформированной шовной зоной: Северо-Нуратинским разломом, который является частью Южнотяньшаньской сутуры, проходящей вдоль южной окраины Палеоказахстана (Поршняков и др., 1991). В Северном Нуратау Южнотяньшаньская сутура осложняется рядом оперяющих разломов и представляет собой крупную структуру растяжения, сформированную на постколлизиионном этапе. В эту структуру внедрены интрузии гранитоидов, включая Кошрабадский массив. Интрузии вытянуты в северо-западном направлении согласно общему простиранию герцинид, хотя часто имеют секущие соотношения с породами рамы. Благодаря различиям в составе, интрузии гранитоидов Северного Нуратау были отнесены на стадии картирования к различным комплексам (Изох и др., 1975), а позже рассматривались как представители различных геодинамических обстановок (Abzalov, 2007). Условия и обстановка их формирования рассматриваются ниже с учетом новых геохронологических и геохимических данных.

#### **4.6.2. Геологическое строение Кошрабадского массива**

Кошрабадский массив площадью 196 км<sup>2</sup> имеет клиновидную форму и вытянут в субширотном направлении (рис. 4.19. а). В строении массива принимают участие породы с вариациями состава от 50 до 75 % SiO<sub>2</sub>. В настоящей работе все породы массива разделены на мафические (50-62 % SiO<sub>2</sub>) и породы главной фазы внедрения, представленные кварцевыми сиенитами и гранитами со структурой рапакиви (62-73 % SiO<sub>2</sub>). Все составы также представлены дайковыми разновидностями. Мафические породы составляют 3-4% площади массива и развиты в его центральной части. Около 94 % площади массива занято овоидными кварцевыми сиенитами и гранитами, и 2% - дайками и штоками аплитов и мелкозернистых гранитов. Дайки распространены в основном в восточной части массива, где формируют два перекрещивающихся пучка: северо-восточного и субширотного простирания. Эндоконтат массива как правило лишен хорошо выраженной зоны закалки. В экзоконтакте распространены гранат-кварц-слюдяные и кварц-кордиерит-слюдяные роговики по кластическим осадкам вмещающих пород мощностью 50-200 м. Карбонатные породы в экзоконтакте превращены в гранатовые скарны.

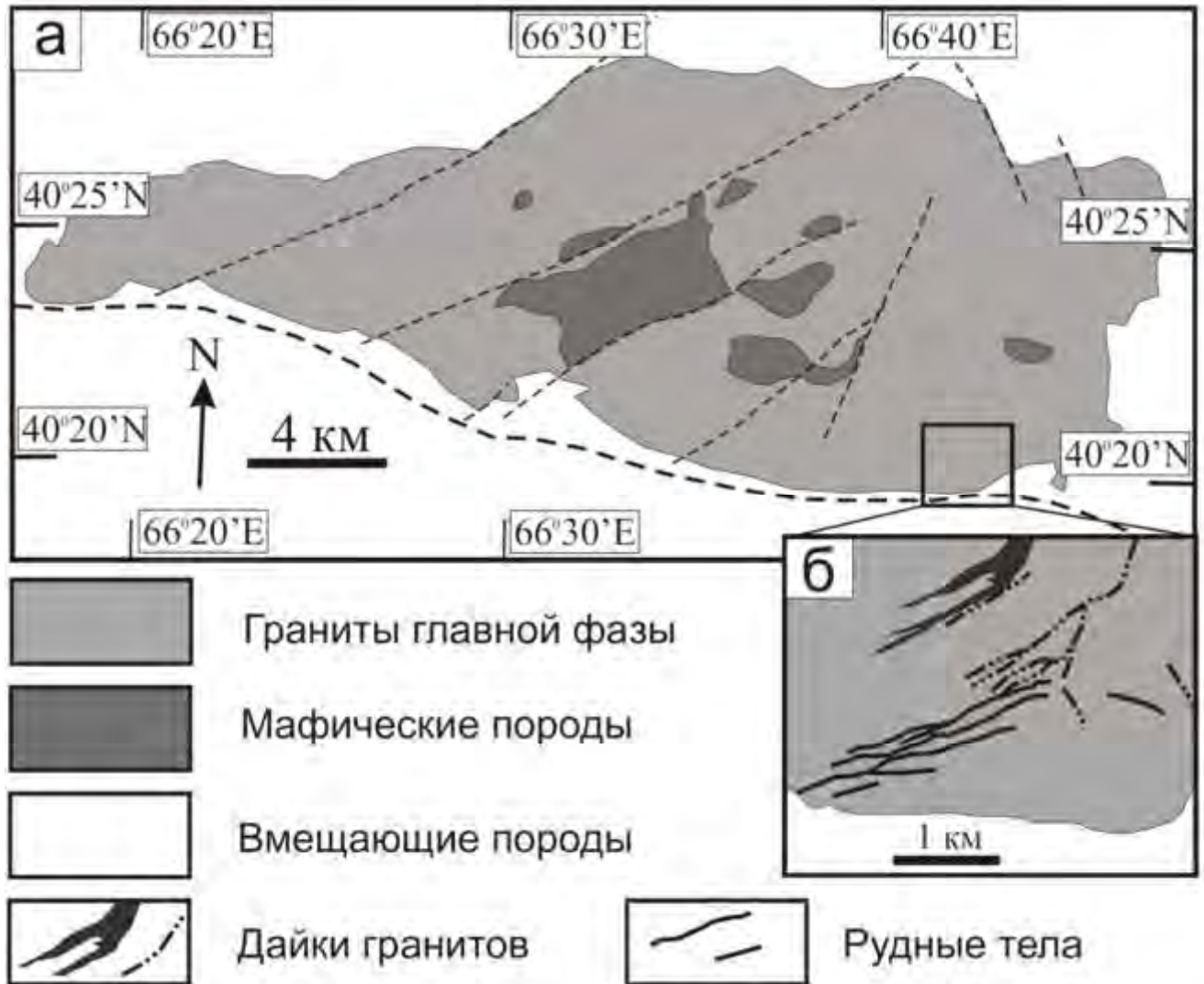


Рис. 4.19. (а) – схема геологического строения Кошрабадского массива, (б) – схематическая карта золоторудного месторождения Гужумсай. По данным (Abzalov, 2007) с изменениями авторов.

Мафические породы представлены амфибол-пироксеновыми, иногда с оливином, калишпатсодержащими габбро, эссекситами, монцонитами, амфибол-пироксеновыми и биотит-амфиболовыми сиенитами и кварцевыми сиенитами, амфиболовыми плагиосиенитами. Породы главной фазы представлены крупнозернистыми порфиroidными амфибол-биотитовыми кварцевыми сиенитами и гранитами. Мелкие тела аплитов и мелкозернистых гранитов, включая ультракислые граниты, также сложены амфибол-биотитовыми разновидностями. Важной особенностью пород главной фазы является наличие овоидов щелочного полевого шпата размером до 6х3 см,

часто с каймой олигоклаза, содержащих концентрически расположенные мелкие (до 2 мм) включения темноцветных минералов (рис. 4.20. а).

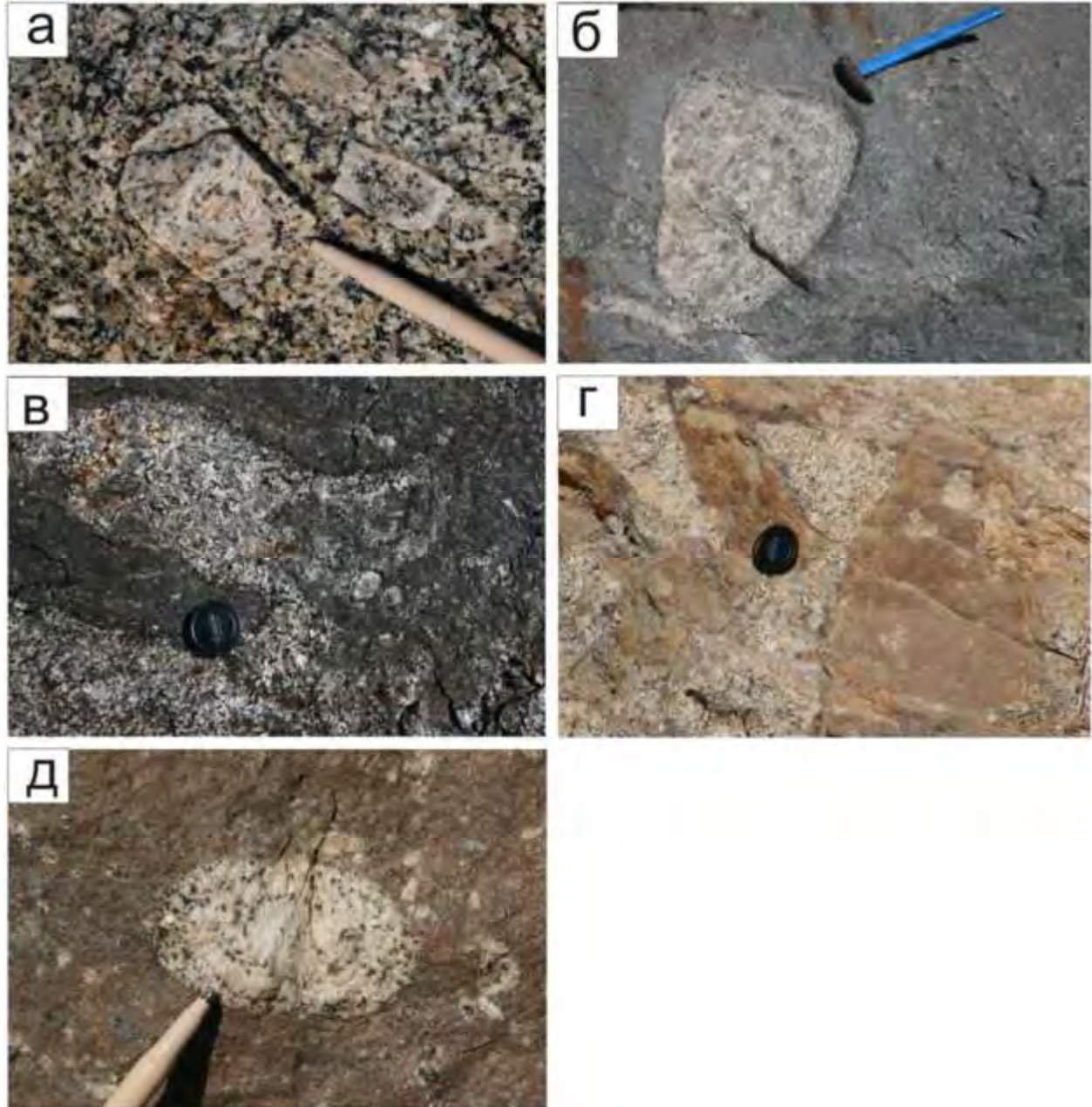


Рис. 4.20. Фотографии пород Кошрабадского массива: (а) – овоиды щелочного полевого шпата в гранитах главной фазы, (б) – формирование «подушек» - результат совместного внедрения расплавов разного состава, (в) – внедрение мафического расплава в неконсолидированные породы главной фазы и дезинтеграция полевошпатовых кумулатов, (г) - внедрение остаточных кислых расплавов в

неконсолидированные породы главной фазы, (д) - мобилизация и разламывание овоидов щелочного полевого шпата в остаточном кислом расплаве.

По взаимному расположению овоидов выделяются как структуры течения (трахитоидные), так и структуры характерные для полевошпатовых кумулатов. Тела щелочно-полевошпатовых и андезин-лабрадоровых кумулатов также отмечены при картировании массива (Юдалевич и др., 1991). Взаимоотношения мафических пород с породами главной фазы указывают на одновременное внедрение расплавов основного и кислого состава. Формируются характерные «подушки» (рис. 4.20. б), образование которых объясняется несмесимостью расплавов различного состава (Cantagrel et al., 1984). Наблюдается также дезинтеграция кумулатов и мобилизация мегакристов полевого шпата в окружающий основной расплав с образованием гибридных пород (рис. 4.20. в). Подобные же взаимоотношения установлены между овоидными гранитами главной фазы и поздними аплитами и мелкозернистыми гранитами. Формы тел аплитов и мелкозернистых гранитов указывают на внедрение в еще не консолидированные породы главной фазы (рис. 4.20. г). Также наблюдается мобилизация овоидов в инъецирующий расплав, при котором иногда происходит разламывание овоидов (рис. 4.20. д).

Минеральный состав пород характеризуется практически сквозным распространением щелочного полевого шпата, слабозонального плагиоклаза, имеющего в центральных частях вкрапленников состав  $An_{32-45}$ , высокожелезистого биотита-лепидомелана и гастингситового амфибола. Мафические породы содержат эгиринизированный клинопироксен (авгит). Как в мафических породах, так и в породах главной фазы иногда встречаются зерна железистого оливина-файялита. Наиболее распространенные акцессорные минералы – ильменит, иногда совместно с магнетитом, апатит, циркон, ортит.

#### 4.6.3. Геохимические характеристики

Химический состав пород определялся методами XRF и ICP-MS и ICP-BF-ESMS. Составы проанализированных образцов представлены в Таблице 4.1. Ранее



опубликованные анализы пород массива (Изох и др., 1975, Юдалевич и др., 1991) были также включены в базу данных и обработаны совместно с новыми результатами.

Таблица 4.1. Содержания главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Кошрабадского массива

Компонент	420500	T6-043	420400	T6-041	420700	420600	420900	401700	T6-042	420800	421000
SiO <sub>2</sub>	50.70	53.26	56.00	56.73	60.55	61.05	61.90	64.65	65.42	65.00	65.70
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.20	1.13	0.59	0.80	0.48	0.70	0.54	0.49	0.59	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.50	17.94	14.70	17.00	17.45	19.65	17.10	15.92	15.21	15.95	16.05
FeO <sup>tot</sup>	12.10	9.42	10.04	6.98	5.21	4.36	5.43	4.85	4.14	5.08	4.87
MnO	0.19	0.16	0.16	0.12	0.08	0.06	0.10	0.06	0.06	0.07	0.07
MgO	0.98	0.42	0.73	0.41	0.10	0.65	0.48	0.75	0.64	0.75	0.70
CaO	12.15	7.24	8.62	3.91	2.66	5.39	3.71	3.15	2.87	3.45	3.23
Na <sub>2</sub> O	3.75	5.52	4.20	4.98	5.56	5.32	4.43	4.31	3.31	3.72	3.66
K <sub>2</sub> O	2.25	1.97	3.66	4.84	5.84	2.19	5.44	4.09	4.57	3.89	4.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.68	0.24	0.46	0.17	0.07	0.15	0.18	0.19	0.17	0.20	0.18
Rb	#	37	#	112	#	#	#	157	198	#	#
Ba	1831	1127	1589	1685	828	918	1862	1477	1465	1401	1580
Sr	1058	566	880	507	537	461	474	224	199	#	#
Ga	#	23.6	#	23.1	#	#	#	26.9	23.3	#	#
Zr	221	306	163	151	120	276	532	229	244	326	305
Hf	4.6	8.0	4.0	4.0	2.3	6.9	10.9	6.0	8.0	8.3	7.6
Y	36.7	33.4	38.2	25.2	14.3	38.4	31.2	38	39.1	46.2	42.1
Nb	24.8	24.0	29.2	17.5	19.8	21.2	36.2	19.0	21.2	24.8	23.0
Ta	1.9	1.4	2.4	0.9	1.0	1.5	2.3	1.3	2.4	1.6	1.6
U	2.0	2.1	2.8	1.4	0.6	2.1	2.8	6.5	3.7	5.6	6.8
Th	5.9	6.6	6.7	10.1	1.2	9.5	10.1	16.3	15.5	16.7	16.1
La	50.5	39.3	47.9	31.6	20.2	45.6	35.4	48.2	48.3	42.9	49.2
Ce	98.1	79.3	94.8	63.1	37.0	83.6	64.4	93.8	94.3	82.3	91.0
Pr	10.9	9.7	10.9	7.6	4.1	9.4	7.1	11.0	10.7	9.3	10.0
Nd	43.8	35.5	44.4	28.6	16.4	38.7	29.5	40.4	38.2	39.4	40.1
Sm	8.6	7.1	8.9	5.3	3.5	8.1	6.2	8.4	7.8	8.9	8.6
Eu	2.2	2.1	2.0	2.2	2.5	2.2	2.0	1.7	1.5	1.6	1.7
Gd	6.8	6.2	7.0	5.1	2.8	6.9	5.3	7.8	7.3	7.5	7.4
Tb	1.1	1.0	1.2	0.8	0.5	1.2	0.9	1.3	1.2	1.4	1.3
Dy	6.4	5.4	6.7	4.2	2.6	6.7	5.3	6.9	6.3	7.9	7.3
Ho	1.2	1.2	1.3	0.9	0.5	1.3	1.1	1.4	1.3	1.6	1.4
Er	3.7	3.1	3.8	2.6	1.5	3.7	3.2	3.8	3.6	4.6	4.0
Tm	0.5	0.5	0.6	0.3	0.2	0.5	0.5	0.6	0.5	0.7	0.6
Yb	3.5	3.2	3.6	2.3	1.6	3.2	3.1	3.4	3.2	3.9	3.5
Lu	0.5	0.6	0.6	0.3	0.2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5

FeO<sup>tot</sup> - общее Fe как FeO

# элемент не проанализирован

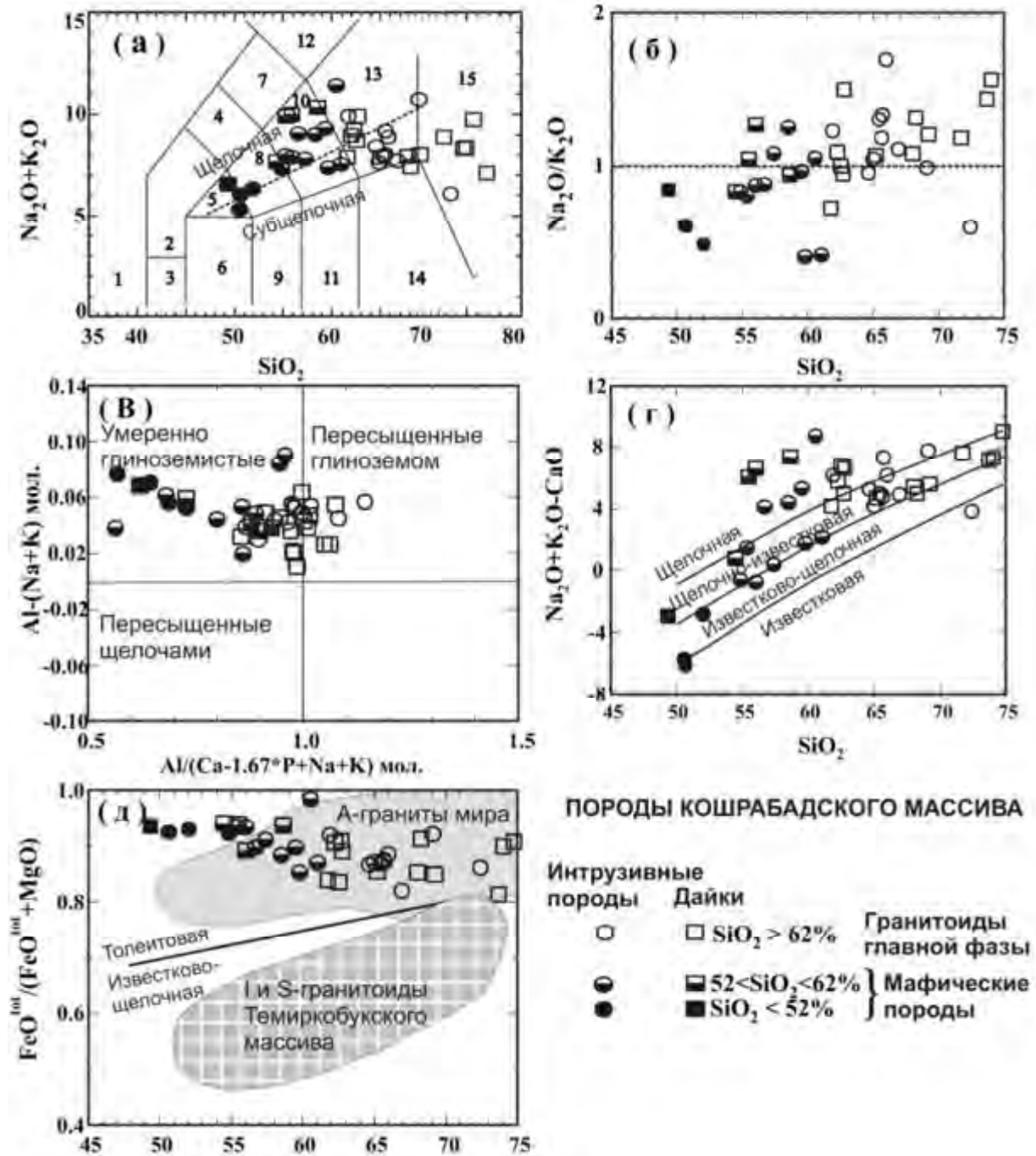


Рис. 4.21. Породы Кошрабадского массива на классификационных диаграммах: (а) -  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  Поля по (Middlemost 1994): 1 – фойдолит, 2 – фельдшпатоидное габбро, 3 – габбро-перидотит, 4 – фельдшпатоидный монцодиорит, 5 – монцогаббро, 6 – габбро, 7 – фельдшпатоидный монцосиенит, 8 – монцодиорит, 9 – габбро-диорит, 10 – монцонит, 11 – диорит, 12 – фельдшпатоидный сиенит, 13 – сиенит и кварцевый монцонит, 14 – гранодиорит, 15 – гранит, пунктирная линия, разделяющая поля



щелочной и субщелочной серий по (Irvine and Baragar, 1971), (б) -  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , (в) -  $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$  мол. -  $\text{Al}/(\text{Ca}-1.67*\text{P}+\text{Na}+\text{K})$  мол., (г) -  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ , (д) -  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ , поле S и I-гранитоидов Темиркобукского массива дано для сравнения по данным (Изох и др., 1975). Остальные названия полей на (в), (г) и (д) по (Frost, Frost, 2008).

На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (TAS) (рис. 4.21. а) составы пород Кошрабадского массива попадают в поле как щелочной, так и субщелочной серии. Мафические породы соответствуют по составу монцогаббро, монцодиориту, монцониту, а породы главной фазы, в основном, попадают в поле кварцевых сиенитов и монцонитов (Middlemost, 1994). На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 4.21. б) составы пород массива образуют тренд от относительно натровых к более калиевым составам с увеличением  $\text{SiO}_2$ . Диаграмма на рис. 4.21. в показывает, что мафические породы умеренно глиноземистые, тогда как часть пород главной фазы и сходные по составу дайки пересыщены глиноземом. На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$  (рис. 4.21. г) мафические породы Кошрабадского массива образуют крутой тренд, проходящий через все поля от известковой до щелочной серии с увеличением  $\text{SiO}_2$ . Такие тренды характерны для серий пород, образовавшихся в результате фракционирования мафических минералов, например, авгита (Frost, Frost, 2008). Породы главной фазы обогащены  $\text{CaO}$  по сравнению с мафическими породами и не образуют с ними единого тренда на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ , попадая в поля щелочно-известковой и щелочной серии (рис. 4.21. г). Такое обогащение наиболее кислых разновидностей  $\text{CaO}$  обычно объясняется ассимиляцией корового вещества, имеющего преимущественно кварц-полевошпатовый состав (Frost, Frost, 2008). Все породы Кошрабадского массива резко обогащены железом относительно магния. На диаграмме  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (рис. 4.21. д) составы пород находятся в полях толеитовой серии и гранитов А-типа. Высокая железистость – главная черта гранитоидов Кошрабадского массива, сближающая их с гранитами А-типа. Другие геохимические характеристики, главным образом относительная обогащенность  $\text{CaO}$ , не позволяют отнести Кошрабадские породы к классическим А гранитам.

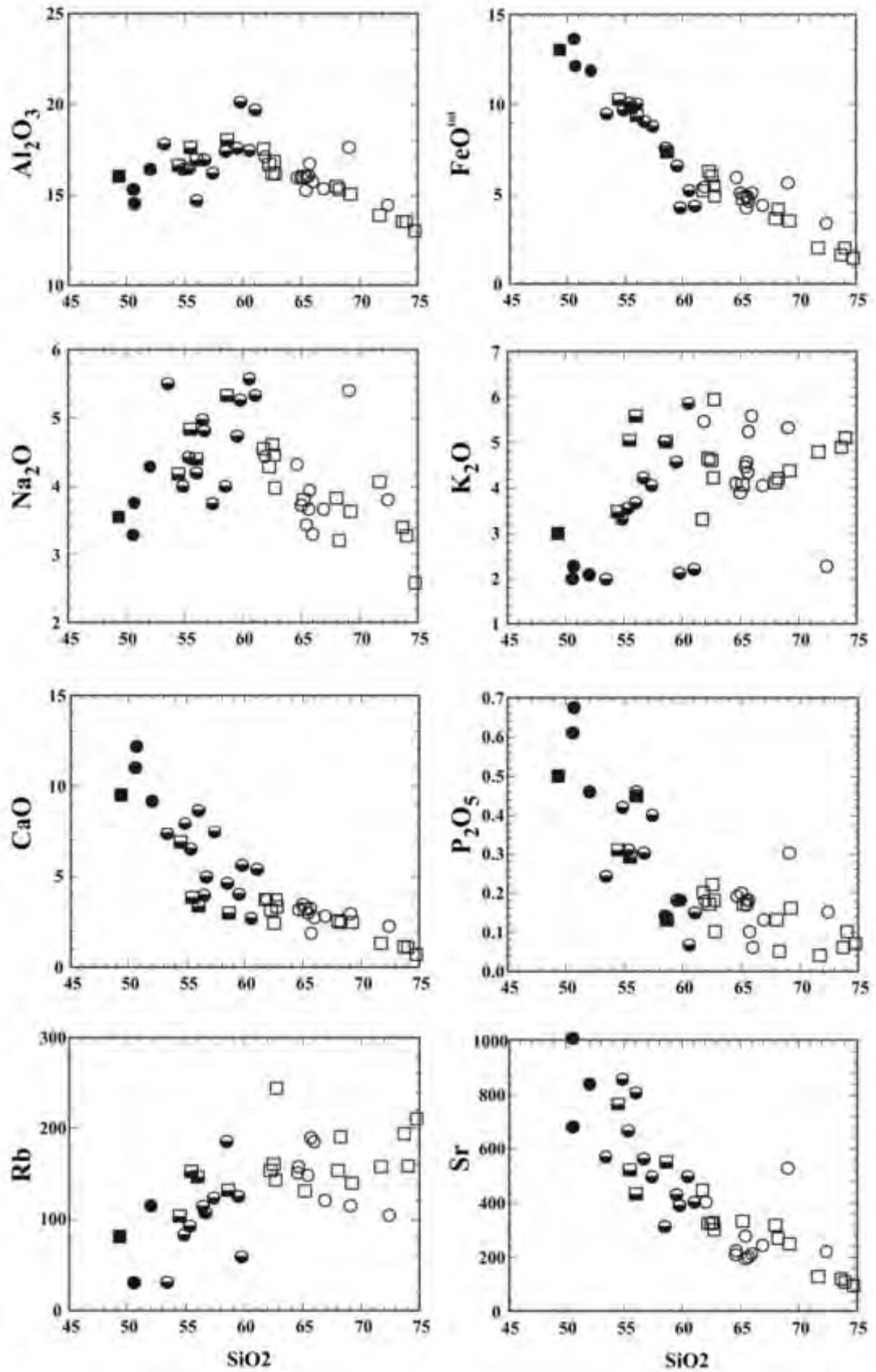


Рис. 4.22. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно  $\text{SiO}_2$  в породах Кошрабадского массива. Условные обозначения см. рис. 4.21.

Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов относительно  $\text{SiO}_2$  в породах массива приведены на рис. 4.22. Перегиб тренда на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  иллюстрирует переход от фракционирования бедных глиноземом темноцветных минералов в мафических породах к фракционированию полевых шпатов в породах главной фазы. Резкий рост концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с увеличением  $\text{SiO}_2$  в мафических породах также подчеркивает, что полевые шпаты практически не участвовали во фракционировании. В породах главной фазы содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , напротив, уменьшаются с ростом  $\text{SiO}_2$ , что характерно для серий полевошпатовых кумулатов. Небольшое несоответствие составов мафических пород и пород главной фазы отмечается также на диаграммах  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{SiO}_2$ ; породы главной фазы относительно обогащены этими элементами по сравнению с мафическими породами. Породы массива характеризуются высокими содержаниями Ba (800-1800 ppm) и Sr (200-800 ppm), умеренными содержаниями Rb (100-200 ppm) и повышенными содержаниями HFSE. Высокие содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А типа, однако высокие содержания Ba и Sr характерны скорее для пород посторогенной ассоциации. На вариационной диаграмме Rb –  $\text{SiO}_2$  породы массива образуют тренд с резким перегибом, аналогичный трендам  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Тренд на диаграмме Sr –  $\text{SiO}_2$  аналогичен тренду CaO и также демонстрирует относительную обогащенность пород главной фазы Sr.

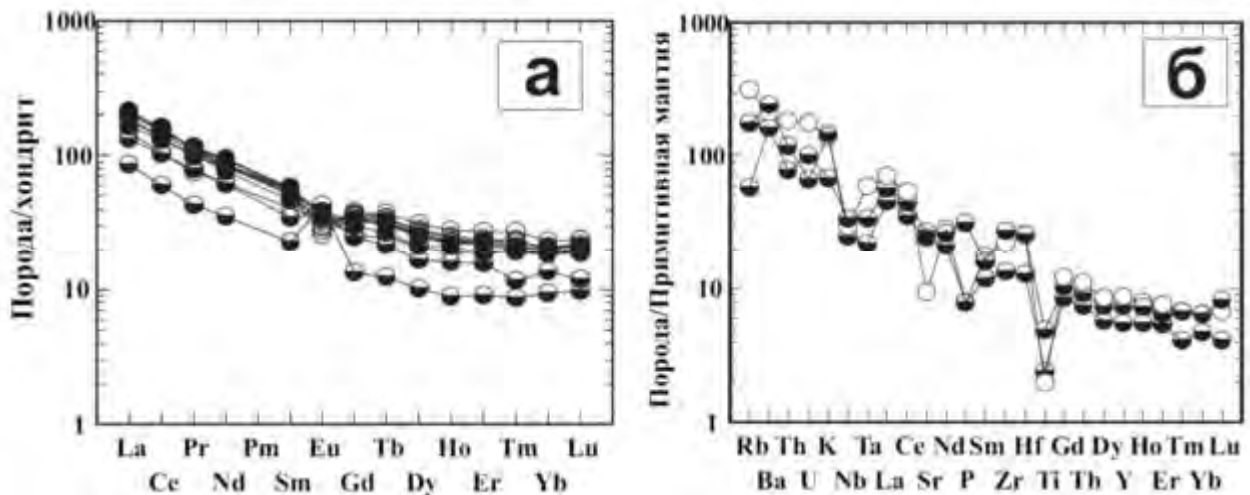


Рис. 4.23. Нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) кривые распределения REE в породах Кошрабадского массива. Условные обозначения см. рис. 4.21.

Спектры REE умеренно фракционированы с обогащением легкими REE (рис. 4.23. а). Отмечаются небольшие положительные или отрицательные аномалии Eu или их полное отсутствие. В целом, спектры REE практически идентичны для всех типов пород массива. Все типы пород также обогащены литофильными элементами (Rb, Ba, Th, K) и демонстрируют отчетливые отрицательные аномалии высокозарядных катионов, таких как Nb, Ta и Ti, на мультикатионных диаграммах (рис 4.23. б).

#### 4.6.4. Петрогенезис

Принадлежность всех пород Кошрабадского массива к одному генетическому комплексу подчеркивается единством минерального состава и общими геохимическими характеристиками: высокой железистостью и сходными спектрами распределения REE и редких элементов. Однако изучение геологических и геохимических характеристик показало, что формирование пород массива, вероятно, происходило в несколько этапов и в нем участвовало несколько различных процессов. Составы мафических пород указывают на формирование мафической серии из щелочно-базальтового расплава в результате интенсивной фракционной кристаллизации мафических минералов (например, авгита) практически без участия полевых шпатов. Относительная обогащенность мафических пород железом и присутствие в них оливина указывает на восстановительную обстановку формирования и относительную сухость расплава (Frost, Frost, 1997), которые препятствовали ранней кристаллизации магнетита и способствовала накоплению в расплавах железа. Породы главной фазы также формировались в восстановительной обстановке. Однако, их геохимические особенности - относительная обогащенность CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr по сравнению с мафическими породами - указывают на изменение состава в результате какого-то дополнительного процесса. Предполагается, что наблюдаемая модификация состава является результатом ассимиляции коровых пород в промежуточной магматической камере. Вариации состава пород главной фазы обусловлены, главным образом, фракционированием полевых шпатов. Это подтверждается полевыми описаниями андезин-лабрадоровых, и щелочно-полевошпатовых кумулатов (Юдалевич и др., 1991). Таким образом, вся масса пород главной фазы, слагающая 94 % площади массива, представляет собой серию

полевошпатовых кумулатов и кислых остаточных расплавов, смешанных в различных пропорциях. Образование кумулатов, вероятно происходило *in situ* или в процессе внедрения массива. Выходы мафических пород расположены локально в центральной части массива (рис. 4.19. а). Наблюдаемые в поле структуры указывают на одновременное внедрение расплавов основного и кислого составов (рис. 4.20.). Вероятно, область мафических пород в центральной части массива сформировалась в результате инъекции мафической магмы в еще не консолидированный массив пород первой фазы. При этом многократное внедрение мафического расплава обусловило возникновение гибридных пород и серии мафических даек. Дайки кислого состава, вероятно, имеют иное происхождение. Лейкогранитные дайки, вероятно, представляют собой остаточные порции расплава, отфильтрованные в результате формирования полевошпатовых кумулатов. Образовавшиеся таким образом порции лейкогранитных расплавов могли внедряться в виде даек в уже консолидированные части массива и во вмещающие породы, а также могли инжецировать еще не консолидированные полевошпатовые кумулаты с образованием структур совместного внедрения и с мобилизацией в расплав овоидов щелочного полевого шпата (рис. 4.20.). Роль этих поздних лейкогранитных порций расплава в формировании золотого оруденения будет рассмотрена ниже.

#### **4.6.5. Происхождение золотого оруденения**

Кошрабадский массив вмещает три смежных золоторудных месторождения Гужумсай, Промежуточное и Чармитан, известных под общим названием Зармитан, с общими запасами 300 т золота при среднем содержании 9.8 г/т (Abzalov, 2007). Рудные тела мощностью 1-3 м, расположенные в пределах массива и частично во вмещающих породах, представляют собой единый рой выдержанных по простиранию и падению кварцевых жил. В западной части месторождения кварцевые жилы совпадают по ориентировке с дайками мелкозернистых гранитоидов Кошрабадского массива (рис 4.20. б). Золотое оруденение в кварцевых жилах связано с сульфидами, которые в основном представлены пиритом и арсенопиритом, но включают также шеелит, сульфиды полиметаллов, теллуриды и стибнит (Голованов, 2001, Abzalov, 2007).

Обращает внимание, что зоны изменения в зальбандах жил проявлены крайне незначительно и не превышают нескольких см (рис 4.24).



Рис. 4.24. Золотоносные кварцевые жилы месторождения Гужумсай в относительно слабо измененных гранитах главной фазы Кошрабадского массива. Средний размер овоидов щелочного полевого шпата 5 см.

В магматических системах Au, по-видимому, является некогерентным элементом в относительно восстановительных условиях (Thomson et al., 1999). Это подтверждается тем, что все магматические месторождения золота, генетически связаны с ильменит-содержащими интрузиями (Baker et al., 2005), то есть с интрузиями, формировавшимися в относительно восстановительных условиях, что позволяло золоту накапливаться в остаточных расплавах и гидротермальных растворах. Породы Кошрабадской интрузии существенно обогащены золотом относительно кларка, при этом наиболее высокие концентрации золота установлены именно в некоторых поздних лейкократовых дайках (рис. 4.25.). Магматическому характеру и особенностям золоторудной минерализации Зармитана посвящена обширная литература (Проскуряков и др., 1979, Тесленко, Польшковский, 1988, Котов, 1993, Teslenko, Polykovskiy, 1994, Бортников и др., 1996, Abzalov, 2007). Наши данные о геохимической эволюции пород массива лишь дают дополнительные доказательства генетической связи золотого оруденения с Кошрабадской интрузией. По-видимому, магмы, из которых формировались породы интрузии, были первоначально обогащены золотом. Восстановительные условия и наличие подходящих комплексообразователей позволили золоту не осаждаться на

ранних стадиях кристаллизации, а накапливаться в ходе магматической эволюции. Это обусловило высокие концентрации золота в поздних дайках и в гидротермальных растворах. Внедрение поздних даек и формирование кварцевых жил контролировалось субширотными разломами и, вероятно, не было значительно оторвано во времени от кристаллизации Кошрабадской интрузии. Отсутствие выраженных ореолов измененных пород в зальбандах рудных жил указывает на то, что процесс их формирования был достаточно быстрым. Осаждение золота при этом могло быть связано с резким понижением температуры гидротермальных растворов или с изменением окислительно-восстановительной обстановки. Для изучения детальной хронологии формирования месторождения необходимы дальнейшие исследования поздних дайковых серий и рудных тел.

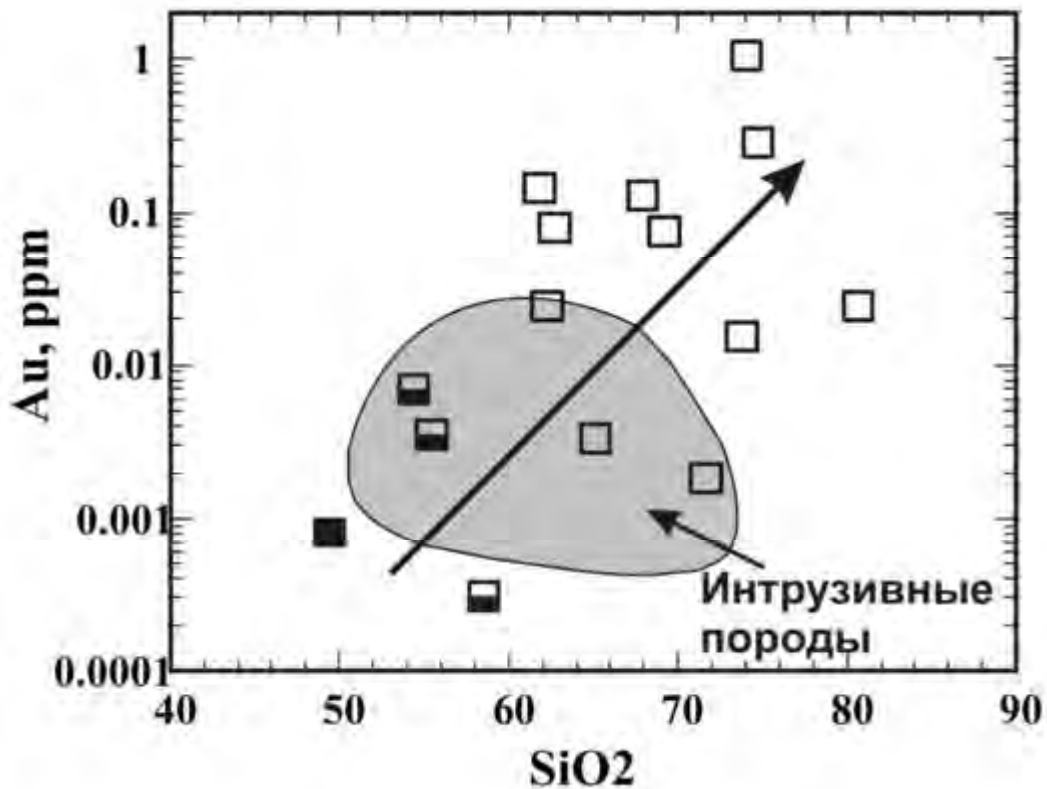


Рис. 4.25. Дайковые серии Кошрабадского массива на диаграмме Au – SiO<sub>2</sub>. Поле концентраций Au в интрузивных разновидностях пород приведено для сравнения. По данным (Юдалевич и др., 1991). Условные обозначения см. рис. 4.21.



В южно-тяньшаньском секторе западного Узбекистана расположено несколько крупных месторождений золота (рис. 4.18.). Золоторудная минерализация в южном Тянь-Шане и в Северном Нуратау, в частности, в основном размещается в черносланцевых толщах нижнего Палеозоя и может быть пространственно связана или не связана с интрузиями гранитоидов. Проблема мантийного или корового источника золота широко обсуждалась в литературе (Голованов, 2001, Chiaradia et al., 2006). Мантийный источник не был установлен в породах и рудах месторождений Мурунтау и Зармитан (Graupner et al., 2010). Однако региональная ассоциация месторождений с черносланцевыми толщами скорее указывает на коровое происхождение золота. В случае Кошрабадского массива это подтверждается более высокими содержаниями золота в породах главной фазы, которые по геохимическим данным, в отличие от мафических пород, контаминированы коровым веществом. В то же время, расплавы и флюиды мантийного происхождения могли играть роль источников тепла и растворов, необходимых для мобилизации золота из черносланцевых толщ.

#### **4.6.6. Обобщение результатов по Кошрабадскому массиву**

Кошрабадский массив относится к герцинским постколлизийным интрузиям, для которых характерен относительно узкий возрастной интервал формирования 280-295 млн лет, приуроченность к региональным зонам сдвига и наличие разнообразных типов гранитоидов и щелочных пород, формирование которых было сближено во времени и в пространстве.

Массив сложен двумя сериями: мафическими породами и кварцевыми сиенитами и гранитами главной фазы. Порфиридные гранитоиды главной фазы содержат овоиды щелочного плевого шпата и представляют собой серию полевошпатовых кумулатов. Мафические породы, локально развитые в центральной части массива, образовались в результате инъекций мафической магмы в еще неконсолидированные породы главной фазы с образованием гибридных пород и разнообразных дайковых серий.

Все породы массива отличаются очень высокой железистостью и присутствием файалита, что свидетельствует о восстановительной обстановке формирования. Мафические породы являются результатом фракционной кристаллизации щелочно-базальтового мантийного расплава, а граниты главной фазы демонстрируют признаки

контаминации коровым веществом. Высокая железистость и повышенные содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа.

Данные о геохимической эволюции пород массива подтверждают генетическую связь месторождений золота в пределах массива с магматическим процессом и указывают на возможность накопления золота в остаточных кислых расплавах и на относительно быстрое формирование рудных кварцевых жил в тех же структурах, которые контролировали внедрение поздних даек.

Формирование разновозрастных, но различных по составу, гранитоидных интрузий Северо-Нуратинского хребта объясняется синхронным плавлением различных коровых протолитов в зоне трансформации в результате подъема горячего астеносферного вещества в обстановке растяжения. Циркуляция гидротермальных растворов, вызванная этим процессом, обусловила мобилизацию рудных элементов из пород коры и формирование их промышленных концентраций.

#### **4.6.7. Геодинамические обстановки формирования постколлизийных интрузий Кызылкум-нуратинского сегмента**

Формирование крупно-амплитудных сдвигов вдоль главных тектонических швов происходило в Тянь-Шане на постколлизийном этапе, начиная с раннепермского времени (Laurent-Charvet et al., 2003). Хребет Северный Нуратау представляет собой структуру растяжения, которая осложняет главную южно-тяньшаньскую сутуру, проходящую в его северной части (рис. 4.17. и 4.18.). Отличительной особенностью Северного Нуратау являются многочисленные интрузии гранитоидов, существенно отличающиеся друг от друга по составу. Наиболее распространены амфибол-содержащие гранитоиды I-типа, слагающие восточную часть Темиркобукского массива, Актауский массив и другие интрузии Нуратинского хребта. В то же время западная часть Темиркобукского массива сложена двуслюдяными гранат-содержащими гранитами S-типа, которые также закартированы в виде отдельных тел в пределах Актауского и других массивов (рис. 4.18.). Наконец, геохимические особенности Кошрабадского массива сближают его с А-гранитами. Резкое отличие пород Кошрабадского массива от I и S-гранитов Темиркобукского массива по относительной железистости иллюстрирует рис. 5д. В тоже время датирование интрузий Нуратау U-Pb методом по цирконам показало, что они имеют близкие возрасты (рис. 4.18.), причем I и

S-граниты Темиркобукского массива и граниты Кошрабадского массива образовались практически одновременно 281-287 млн лет назад (Seltmann et al., 2011). Таким образом, в Северо-нуратинской структуре проявлены все основные черты герцинского постколлизийного гранитоидного магматизма Тянь-Шаня: относительно узкий возрастной интервал формирования 280-295 млн лет, приуроченность к региональным зонам сдвига и наличие разнообразных типов гранитоидов и щелочных пород, формирование которых было сближено во времени и в пространстве (Ненахов и Белов, 1996, Konopelko et al., 2007, Konopelko et al., 2009, Seltmann et al., 2011). Для объяснения этих особенностей Konopelko et al. (2007) предложили модель, основанную на построениях (Teyssier, Tikoff, 1998) для разлома Сан-Андреас в Калифорнии, который является наиболее хорошо изученным современным внутриконтинентальным трансформным разломом. Согласно этой модели (рис. 2.22.) крупно-амплитудные сдвиги, возникающие на постколлизийном этапе, являются транскоровыми и затрагивают как литосферную мантию, так и астеносферу. Сдвиговые напряжения приводят к возникновению обстановки растяжения и к появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва. Растяжение вызывает подъем горячего астеносферного материала вдоль зоны сдвига и в субгоризонтальные зоны отрыва. Вещество астеносферы является источником тепла и флюидов, которые могут вызвать плавление в зоне сдвига и в субгоризонтальных зонах в основании коры. Плавление литосферной мантии и различных коровых протолитов может привести к одновременному появлению расплавов самого различного состава, включая щелочные породы, а также к появлению коровых ячеек циркуляции гидротермальных растворов. При этом внедрение постколлизийных интрузий и формирование рудных месторождений в результате циркуляции гидротермальных растворов могут иметь общую причину, но не быть непосредственно связанными друг с другом, хотя оба процесса контролируются одними и теми же зонами транскоровых сдвигов. В дальнейшем расширение зон отрыва в основании коры может привести к деляминации литосферной мантии и вызвать новые импульсы магматизма.

Таким образом, герцинский постколлизийный магматизм и металлогения Северного Нуратау, вероятно, определяются процессами в пределах крупно-амплитудного транскорового сдвига и опережающих его разломов. Мафические породы Кошрабадского массива образовались в результате фракционирования первично

мантийного щелочно-базальтового расплава, а гранитоиды главной фазы уже несут признаки ассимиляции корового вещества. Одновременное образование I и S-гранитов Темиркобукского массива, вероятно обусловлено синхронным плавлением различных коровых протолитов на разных глубинах вдоль зоны сдвига. Широкое распространение золоторудных проявлений в связи с интрузиями гранитоидов различного состава и за их пределами свидетельствует о том, что постколлизийный магматизм сопровождался интенсивной циркуляцией гидротермальных растворов, которая привела к мобилизации рудных элементов из пород коры и к формированию их промышленных концентраций.

#### **4.7. Основные выводы: геодинамическая модель палеозойской эволюции западного Тянь-Шаня и обстановки формирования гранитоидных серий**

Формирование террейнов современного западного Тянь-Шаня связано с эволюцией нескольких океанических бассейнов, главный из которых получил название Туркестанского океана (Буртман, 2015). Маркированная офиолитами южнотяньшанская сутура, сформированная в результате закрытия Туркестанского океана в позднем палеозое, протягивается почти на 2000 км на восток в китайский Тянь-Шань. Возрасты офиолитов и надсубдукционных вулканитов указывают на раскрытие Туркестанского океана не позднее кембрия-ордовика (Миркамалов и др., 2012; Куренков, 1983; Куренков и Аристов, 1995) с последующим формированием островной дуги в его северной части (Alexeiev et al., 2016) и, возможно, кратковременного эпизода субдукции на юг в ордовике-силуре (Бухарин и др., 1985, 1989; Мухин, 1991). Полученный нами возраст офиолитов Султан-Увайса (505 млн лет) не противоречит этому сценарию. Этот раннепалеозойский этап развития Туркестанского океана проиллюстрирован на рис. 4.26. реконструкцией силурийских событий для возраста 425 млн лет. В Гиссарском и Кызылкумо-нуратинском сегментах Южного Тянь-Шаня имеются также следы более древних неопротерозойских рифтов или небольших океанических бассейнов, главный из которых маркируется Фан-Каратегинским (ягнобским) поясом metabазальтов (Volkova and Budanov, 1999; Konopelko et al., 2015, 2019). Некоторые участки этих рифтов продолжали заполняться вулканитами до конца ордовика (Worthington et al., 2017). Однако в большинстве этих структур вулканизм основного состава завершился еще в конце неопротерозоя, после чего вулканиты были перекрыты нижнепалеозойскими

черносланцевыми и песчано-глинистыми толщами (например, Бесаяпанская свита), которые в силуре стали частью южной пассивной окраины Туркестанского океана и впоследствии сыграли важную роль при формировании месторождения Мурунтау и других месторождений кызылкумской золоторудной провинции (Kemper et al., 2016).

В это же время, по крайней мере, начиная с силура, на северной окраине Туркестанского океана продолжалась субдукция на север под Сырдарьинский континент с образованием активной континентальной окраины, фрагменты которой представлены надсубдукционными магматическими сериями с возрастными 429 – 416 млн лет в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня. Предполагается, что в это время Туркестанский океан был еще достаточно широким. В его северной части, вероятно, существовала энсиматическая островная дуга, с которой связаны мантийные габброиды офиолита Тескудук в горах Тамдытау с возрастом 438 млн лет и силурийские вулканы гор Сангуртау и некоторых других свит в северных Кызылумах (Бискэ, 1996).

В раннем девоне надсубдукционный магматизм на северной окраине Туркестанского океана прекратился, хотя излияния внутриплитных базальтов во внутренних частях океана еще продолжались (Safonova et al., 2016). В дальнейшем северная окраина испытала поднятие, эрозию и развивалась в пассивном режиме или превратилась в трансформную границу плит до конца карбона. Таким образом, в среднем девоне обе окраины Туркестанского океана развивались в пассивном режиме и были покрыты карбонатными платформами, как показано на реконструкции для 385 млн лет на рис. 4.26. Однако во внутренних частях южного континента зоны накопления пелагических осадков продолжали существовать до раннего карбона (вашанская и агбасайская свиты), что может свидетельствовать о наличии краевых глубоководных бассейнов (например, Зеравшанского) подчеркивающих сложность строения Гиссарского сегмента. Геодинамическая позиция, в которой формировались среднедевонские островодужные комплексы Султан-Увайса остается неясной. Как обсуждалось выше, они могли формироваться на северной активной окраине Туркестанского океана или на продолжении уральских островодужных структур.

Согласно палеонтологическим данным (Далимов и др., 2003), которые подтверждены нашими новыми датировками, субдукция на север возобновилась не позднее серпуховского яруса раннего карбона около 320 млн лет назад и превратила

Срединный Тянь-Шань, который уже являлся частью палеоказахстанского континента, в активную континентальную окраину, показанную на реконструкции для возраста 315 млн лет на рис. 4.26. Близкие датировки около 320 млн лет получены для метаморфитов ультравысокого давления в зоне южнотяньшанской сутуры и первых надвиговых деформаций в передовом прогибе южной пассивной окраины Туркестанского океана. В то же время во внутренних частях пассивной окраины карбонатная седиментация продолжалась до московского яруса среднего карбона (Бискэ, 1996; Biske and Seltmann, 2010; Alexeiev et al., 2016). Надсубдукционные карбоновые магматические породы слагают большую часть современной территории Чаткало-Кураминского блока (рис. 4.8.) и включают целый ряд интрузий, с которыми связаны уникальные медно-порфировые и кварцево-жильные золоторудные месторождения алмалыкского рудного района (Голованов, 2001; Golovanov et al., 2005).

В раннем карбоне в результате растяжения на южной пассивной окраине Туркестанского океана был заложен Гиссарский рифт, который начал заполняться вулканическими породами, начиная с турнейского, но главным образом в визейском ярусе. Надсубдукционные вулканические и интрузивные серии Гиссарского хребта, включая крупный Гиссарский батолит, могли формироваться в результате относительно кратковременного эпизода субдукции на север в небольшом океаническом бассейне, в который трансформировался Гиссарский рифт в среднем-позднем карбоне (Konopelko et al., 2017). Однако также не исключено, что и Гиссарский рифт, и надсубдукционные магматические серии Гиссарского хребта формировались над падающей на север зоной субдукции на активной северной окраине океана Палеотетис, как показано на реконструкции для возраста 315 млн лет на рис. 4.26. Океан Палеотетис в это время располагался к югу от континентальных масс Южного Тянь-Шаня, но его следы к западу от Памира в настоящее время скрыты под отложениями Афгано-Таджикской депрессии. Этот сценарий также объясняет метаморфизм амфиболитовой фации с возрастом около 345 млн лет, который предшествовал заложению Гиссарского рифта на территории Узбекистана (Миркамалов и др., 2012). Полученные нами датировки гранитоидов Гиссарского батолита (321–298 млн лет) показали, что его формирование началось несколько ранее, чем предполагалось (Баратов, 1976; Афоничев и Власов, 1981) и продолжалось вплоть до постколлизийного этапа развития Южного Тянь-Шаня.

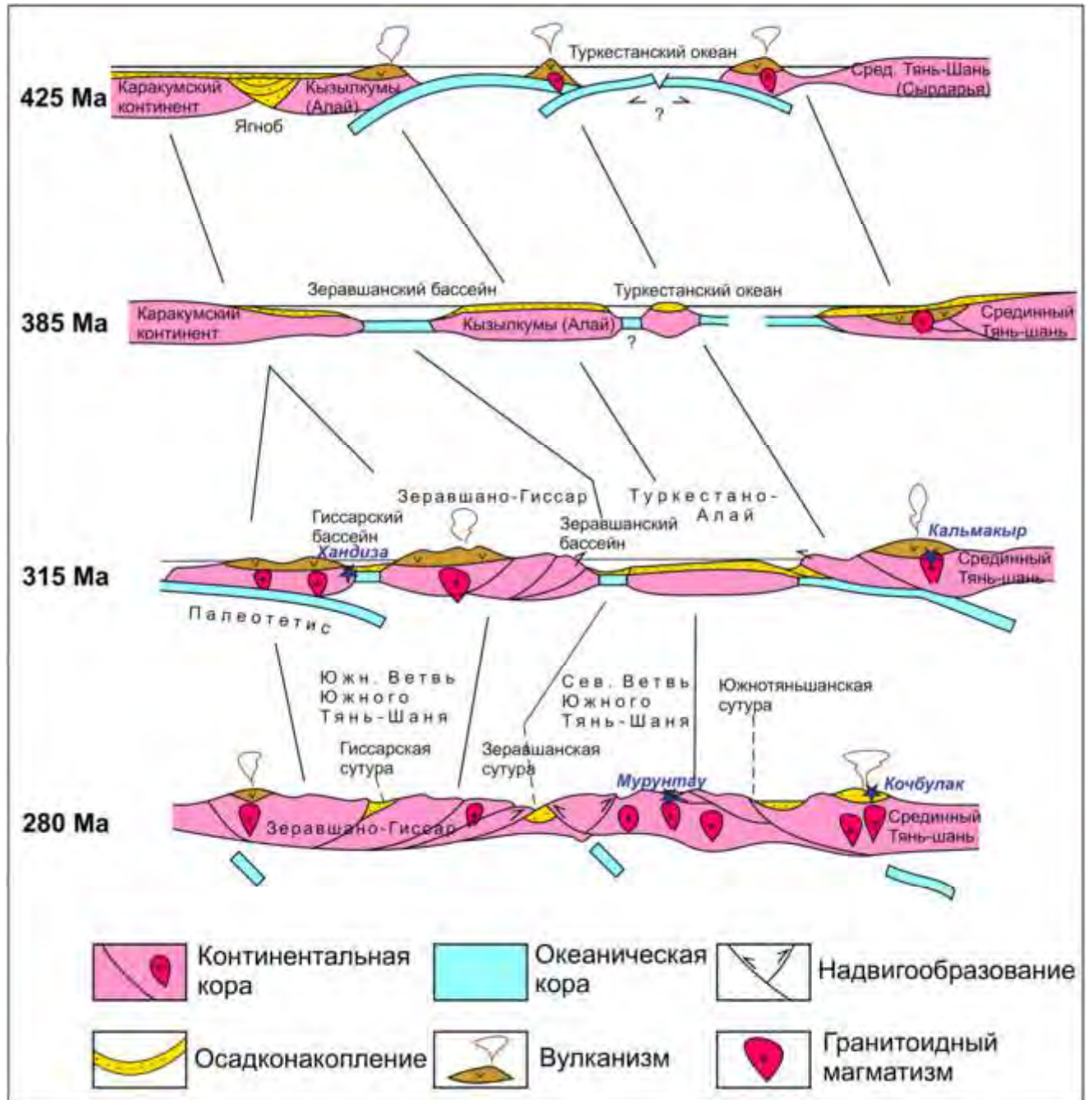


Рис. 4.26. Геодинамическая модель эволюции террейнов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана в палеозое. См. комментарии в тексте.

Существовавшие ранее представления о возможном продолжении среднекарбоневой активной окраины в Султан-Увайс отчасти подтверждаются возрастом 311 млн лет, полученным для истемесских гнейсов. По мнению ряда авторов (например, Савчук и др., 1997) сильный метаморфизм и деформации характерны для



всех допермских образований Султан-Увайса (Ахмедов, 2000) могут объясняться преобразованиями девонских островодужных толщ в ходе карбоновых аккреционно-коллизийных процессов.

Окончательное закрытие Туркестанского океана и Гиссарского рифта в ранней перми привело к утолщению континентальной коры в обстановке коллизии и внедрению син и постколлизийных магматических серий (реконструкция для возраста 280 млн лет на рис. 4.26.). Формирование постколлизийных интрузий в разных террейнах, вероятно, происходило в различных обстановках. Шошонитовый характер постколлизийных серий Чаткало-Кураминского блока может объясняться отрывом слэба на постколлизийной стадии (Konopelko et al., 2017). Для объяснения интенсивного постколлизийного магматизма Кызылкумо-нуратинского сегмента была предложена модель деламинации нижней коры и замещения ее материалом астеносферы (Конопелько и др., 2011, Seltmann et al., 2011). Наконец, сближенное во времени внедрение геохимически контрастных гранитоидов в зоне северонуратинского разлома могло быть результатом одновременного плавления разноглубинных протолитов в зоне транслитосферного сдвига (Конопелько и др., 2011). Последний сценарий подтверждается тем, что пик образования постколлизийных интрузий (290–280 млн лет) совпадает по времени с формированием крупных позднеколлизийных левых сдвигов на южной окраине Палеоказахстана. В конце перми левосторонние сдвиги сменились правосторонними с образованием ряда долгоживущих региональных разломов, одним из которых является Таласо-Ферганский сдвиг (Буслов и др., 2003; Буслав, 2011; Бискэ и др., 2013; Natal'in and Şengör, 2005). Постколлизийный раннепермский магматизм проявился во всех террейнах Тянь-Шаня. При этом на бывших активных окраинах (в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня, Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня и в Султан-Увайсе) постколлизийные серии формировались вслед за надсубдукционными без перерыва во времени и, отчасти, наследовали геохимическую специализацию последних, а на территории бывших пассивных окраин (в Кызылкумо-Нуратинском сегменте Южного Тянь-Шаня) постколлизийные комплексы внедрились после длительного периода амагматического развития. В некоторых районах Тянь-Шаня (например, в хребте Северный Нуратау) постколлизийные интрузии приурочены к южнотяньшанской сuture и оперяющим ее разломам, тогда как в других террейнах (Кызылкумы, Чаткало-Кураминский блок и,

отчасти, Гиссар) внедрение постколлизийных интрузий происходило без очевидной приуроченности к структурным линеаментам. Изотопные составы Nd-Sr-Pb-Hf постколлизийных гранитоидов западного Тянь-Шаня указывают на их коровое или смешанное происхождение, что подтверждает данные, полученные для гранитоидов других районов Тянь-Шаня, которые в основном также характеризуются коровыми мезо-неопротерозойскими источниками (Konopelko et al., 2015, 2017). В то же время, ювенильные мантийные изотопные характеристики и примитивные редкоэлементные составы ряда постколлизийных и более ранних гранитоидов Султан-Увайса и северной части Кызылкумо-нуратинского сегмента указывают на возможное присутствие в западном Тянь-Шане скрытых под мезо-кайнозойским чехлом небольших блоков ювенильной палеозойской коры аналогичных ювенильной коре восточного Казахстана и окрестностей Джунгарской впадины (Jahn et al., 2000).

## 5. Основные выводы и защищаемые положения

Объектами исследования являлись палеозойские гранитоиды западного Тянь-Шаня. Постколлизийные гранитоиды были изучены в пределах Кызылкумского, Гиссарского, Алайского и Кокшаальского сегментов Южного Тянь-Шаня, сформировавшихся на бывшей южной пассивной окраине Туркестанского океана. Надсубдукционные гранитоиды и переход от субдукционного к постколлизийному магматизму изучен на северной активной окраине Туркестанского океана в Чаткало-Кураминском блоке Среднего Тянь-Шаня и в горах Султан-Увайса. В работе также учтены результаты исследования некоторых верхнепалеозойских массивов Северного Тянь-Шаня, внедрившихся за пределами собственно герцинского складчатого пояса. В результате работы изучены более 70 магматических комплексов. Проанализированы химические составы в более чем 150 пробах пород. Около 60 образцов были датированы по цирконам, и примерно в таком же количестве проб был определен изотопный состав Nd, Sr, Hf и Pb. В результате работы впервые удалось с высокой точностью оценить продолжительность эпизодов надсубдукционного и постколлизийного магматизма в различных террейнах Тянь-Шаня. На основе новых данных об изотопно-геохимическом составе и возрастах пород проведена типизация и серийная геохимическая классификация гранитоидных комплексов в региональном масштабе с реконструкцией геодинамических обстановок их формирования, и сделаны выводы о генезисе ключевых магматических комплексов и связанного с ними оруденения. По данным изотопного картирования гранитоидов сделаны выводы о возрасте и характере их источников, характеризующих строение континентальной коры главных террейнов западного Тянь-Шаня. Обобщение полученных данных позволило уточнить историю геологического развития западного Тянь-Шаня в палеозое и предложить модели, объясняющие вариации состава гранитоидов в различных террейнах. Наиболее важные выводы работы формулируются в виде четырех защищаемых положений.

1). Формирование современного западного Тянь-Шаня связано с эволюцией окраин Туркестанского палеоокеана. Возрасты офиолитов указывают на раскрытие этого океана не позднее кембрия-ордовика, что согласуется с полученным возрастом офиолитов Султан-Увайса (505 млн лет). В раннем палеозое окраины Туркестанского океана

развивались в основном в пассивном режиме, однако в силуре начинается субдукция на север с образованием активной континентальной окраины, фрагменты которой представлены надсубдукционными магматическими сериями в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и Султан-Увайсе. В начале силура в северной части Туркестанского океана, вероятно, существовала энсиматическая островная дуга, с которой связаны мантийные габброиды офиолита Тескудук в Кызылкумах с возрастом 438 млн лет. Для 9 из 11 датированных силурийско – раннедевонских магматических пород Чаткало-Кураминского блока установлены возрасты в интервале 414 – 429 млн лет, и только 2 интрузии имеют более молодые возрасты 401 и 397 млн лет, близкие к возрасту 382 млн лет, полученному для гранодиорита из Султан-Увайса. В середине девона надсубдукционный магматизм на северной окраине Туркестанского океана прекратился, и в дальнейшем северная окраина испытала поднятие, эрозию и развивалась в пассивном режиме или превратилась в трансформную границу плит до середины карбона. Субдукция на север возобновилась не позднее серпуховского яруса раннего карбона и снова превратила Срединный Тянь-Шань, который уже являлся частью палеоказахстанского континента, в активную континентальную окраину. Возрасты 19 датированных магматических пород Чаткало-Кураминского блока укладываются в интервал 289 – 320 млн лет и указывают, что пик надсубдукционного магматизма пришелся на средний – поздний карбон. На возможное продолжение среднекарбоновой активной окраины в Султан-Увайс указывает возраст 311 млн лет, полученный для деформированных гранитоидов в этом регионе. В раннем карбоне также был заложен Гиссарский рифт на южной пассивной окраине Туркестанского океана. Надсубдукционные магматические серии Гиссарского хребта могли сформироваться в результате относительно кратковременного эпизода субдукции на север в небольшом океаническом бассейне, в который трансформировался Гиссарский рифт в позднем карбоне, или на активной северной окраине находящегося южнее океана Палеотетис. Окончательное закрытие Туркестанского океана и Гиссарского рифта в конце карбона привело к утолщению коры в обстановке коллизии и внедрению постколлизиионных интрузий. Многочисленные датировки постколлизиионных гранитоидов всех изученных террейнов западного Тянь-Шаня в основном укладываются в относительно узкий возрастной интервал 275 - 295 млн лет с пиком в диапазоне 280 –

295 млн лет и совпадают с возрастами постколлизийных интрузий других районов Тянь-Шаня.

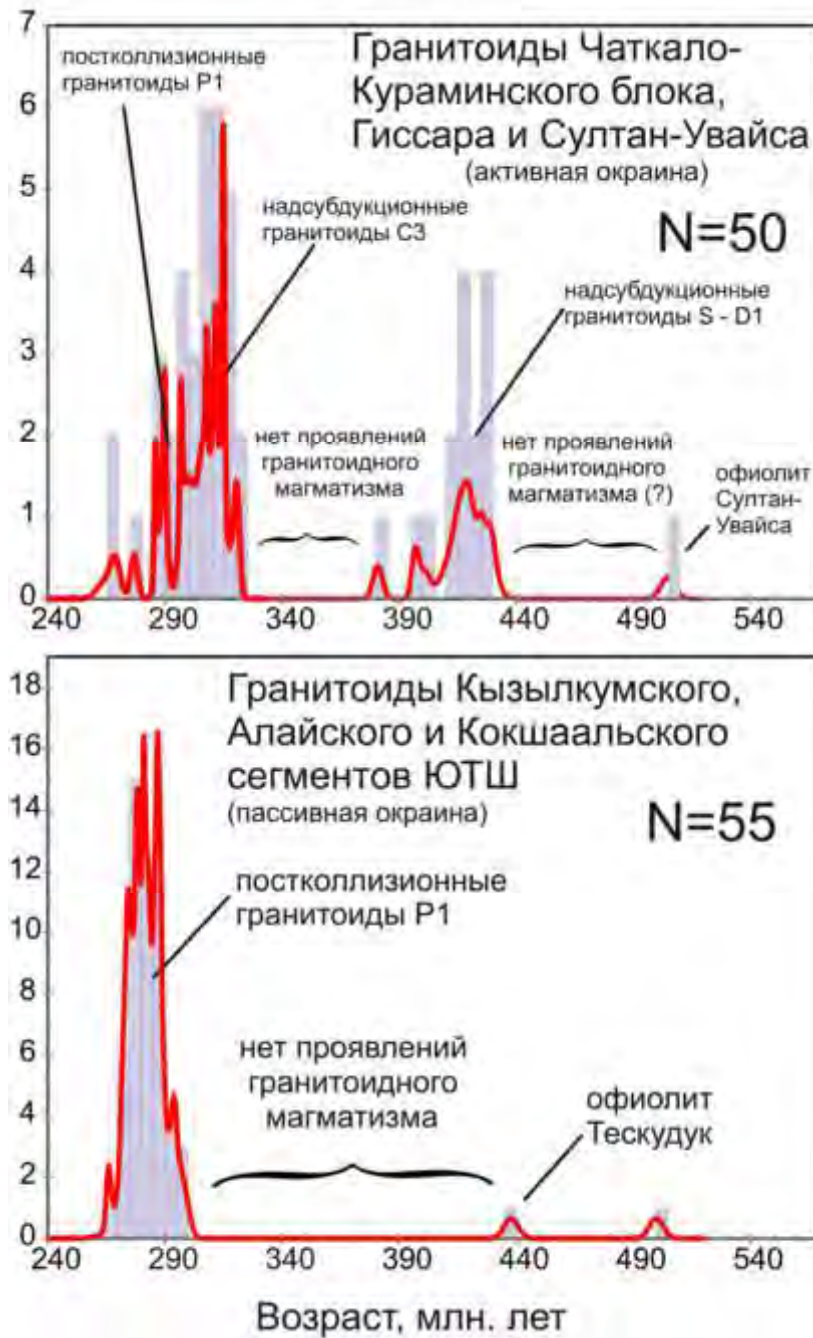


Рис. 5.1. Гистограммы распределения возрастов средне и позднепалеозойских гранитоидов в различных террейнах западного Тянь-Шаня, иллюстрирующие различия эволюции гранитоидного магматизма на бывших активных (верхняя гистограмма) и пассивных (нижняя гистограмма) окраинах Туркестанского океана. По данным автора с использованием датировок Миркамалова и др. (2012), Glorie et al. (2011), Zhang et al. (2013), Dolgopolova et al. (2017), Loury et al. (2018), Alexeiev et al. (2019).

Таким образом, в западном Тянь-Шане выделяются две группы верхнепалеозойских гранитоидов: девон-карбоновые надсубдукционные и раннепермские постколлизийные. Постколлизийные гранитоиды распространены во всех террейнах западного Тянь-Шаня, а надсубдукционные развиты локально в Султан-Увайсе, Чаткало-Кураминском блоке и Гиссаре. В Кызылкумском, Алайском и Кокшаальском сегментах Южного Тянь-Шаня, которые в верхнем палеозое являлись пассивными окраинами Туркестанского океана, постколлизийные интрузии внедрились после длительного периода амагматического развития, а в Султан-Увайсе, Чаткало-Кураминском блоке и Гиссаре позднекарбоновые надсубдукционные и раннепермские постколлизийные серии образуют единый временной тренд (рис. 5.1.). Новые данные о возрасте палеозойских гранитоидов суммированы в **первом защищаемом положении**: **В западном Тянь-Шане установлено 4 этапа палеозойского гранитоидного магматизма, связанных с эволюцией Туркестанского палеоокеана: 1) плагиограниты офиолитов с возрастом 438 – 506 млн лет; 2) надсубдукционные гранитоиды с возрастными интервалами 414 – 429 и 300 – 320 млн лет; 3) постколлизийные гранитоиды с возрастом 280 – 295 млн лет.**

2) Палеозойские гранитоиды западного Тянь-Шаня отличаются разнообразием состава. Проведенная на основе новых данных о геохимии и возрастах пород типизация гранитоидных серий в региональном масштабе показала, что их состав определяется геодинамическими обстановками формирования и особенностями строения фундамента различных террейнов Тянь-Шаня. Как показано в главе 4, силурийско-раннедевонские и карбоновые надсубдукционные гранитоиды, изученные в Чаткало-Кураминском блоке, Гиссаре и Султан-Увайсе, образуют дифференцированную серию с вариацией составов от габбро до гранита. Эти породы относятся к высококальциевой известково-щелочной серии (I-типу) и характеризуются фракционированными спектрами распределения REE с отрицательными Eu аномалиями и отчетливым обогащением литофильными элементами и отрицательными аномалиями высокозарядных катионов на мультикатионных диаграммах. Эти геохимические характеристики типичны для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа, в которых мантийные расплавы взаимодействуют и смешиваются с веществом континентальной коры. Исключение составляют гранитоиды Султан-Увайса, характеризующиеся

близкими к мантийным редкоэлементными составами. Раннепермские постколлизийные гранитоиды, в основном, относятся к шошонитовой и высококальциевой щелочно-известковой серии. Шошонитовые гранитоиды наиболее характерны для Чаткало-Кураминского блока. Наличие мафических пород в надсубдукционных и шошонитовых комплексах указывает на мантийный источник. Раннепермские гранитоиды Алайского и Кызылкумского сегментов Южного Тянь-Шаня отличаются разнообразием составов, что связано с неоднородностью строения фундамента этих террейнов. Как показано в главе 3, интрузии Алайского сегмента сложены четырьмя геохимически контрастными сериями пород, включающими гранитоиды I-типа, шошонитовые гранитоиды, высокоглиноземистые граниты близкие к S-типу и щелочные породы и карбонатиты. Все эти серии пород характерны также для Кызылкумского сегмента, однако, его особенностью является наличие в северной части Кызылкумов нескольких интрузий плагиогранитов отличающихся относительно примитивными редкоэлементными составами. Фундамент Кокшаальского сегмента, представленный мощным докембрийским основанием Таримского кратона, определяет более однородный характер постколлизийных интрузий, сложенных гранитами щелочной и щелочно-известковой серий (глава 2). Наиболее дифференцированные разновидности кокшаальских гранитов представлены оловоносными литий-фтористыми топаз-содержащими лейкогранитами с высокими концентрациями летучих, литофильных элементов и высокозарядных катионов. Внедрение гранитов происходило одновременно с мафическими породами толеитовой серии, которые образуют с гранитами бимодальную ассоциацию, и щелочными сиенитами. Граниты Кокшаала характеризуются умеренной глиноземистостью и резко обогащены железом по отношению к магнию, что сближает их с гранитами рапакиви и позволяет классифицировать как граниты А-типа. Выявленные геохимические особенности палеозойских гранитоидов западного Тянь-Шаня позволяют сформулировать **второе защищаемое положение**: Магматические серии активных окраин, распространенные в Чаткало-Кураме, Гиссаре и Султан-Увайсе, представлены надсубдукционными гранитоидами известково-щелочной серии (I-граниты) и постколлизийными шошонитовыми гранитоидами. Характер постколлизийного магматизма пассивных окраин определяется строением фундамента: в Кокшаале, построенном на докембрийском основании, преобладают А-граниты, для Алая и



**Кызылкумов, где фундамент более гетерогенный, характерна ассоциация гранитоидов I- S- и A-типов.**

3) Изучение изотопного состава Nd, Sr, Pb и Hf в верхнепалеозойских гранитоидах позволило сделать выводы о возрасте и характере их источников, характеризующих строение континентальной коры изученных террейнов западного Тянь-Шаня. Большинство проанализированных раннепермских гранитоидов Кокшаальского и Алайского сегментов Южного Тянь-Шаня, расположенных в восточной части изученного региона, характеризуются коровыми изотопными составами Sr-Nd-Pb-Hf с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Nd}(t)$  (от  $-3$  до  $-7$ ) и  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (от  $-5.0$  до  $0$ ), а их Nd и Hf модельные возрасты в диапазоне 1.0 – 1.4 млрд лет указывают на происхождение из смешанных источников со значительной долей мезопротерозойских или более древних коровых субстратов. Надсубдукционные и постколлизийные гранитоиды Чаткало-Кураминского блока и Гиссара характеризуются коровыми или смешанными изотопными составами Sr-Nd-Pb-Hf с несколько большими вариациями значений  $\epsilon\text{Nd}(t)$  (от  $-5.1$  до  $+0.7$ ) и  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (от  $-5.6$  до  $+3$ ) по сравнению с гранитами Алая и Кокшаала. Модельные возрасты большинства гранитоидов Чаткало-Кураминского блока и Гиссара в диапазоне 1.02 – 1.6 млрд лет свидетельствуют об их происхождении из мезо-неопротерозойской континентальной коры, что подтверждается присутствием ксеногенных неопротерозойских цирконов. Более широкие вариации значений  $\epsilon\text{Hf}(t)$  и  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в карбоновых и пермских гранитоидах по сравнению с силурийскими гранитами могут указывать на их происхождение из смешанных источников, возможно, с некоторым участием мантийного вещества. Изотопные составы раннепермских гранитоидов Кызылкумо-нуратинского сегмента варьируют в широких пределах, однако, большинство проб характеризуется коровыми изотопными составами с отрицательными или близкими к нулю величинами  $\epsilon\text{Nd}(t)$ . Эта черта объединяет их с гранитоидами других террейнов Тянь-Шаня и свидетельствует о происхождении за счет мезо-неопротерозойской коры, что подтверждается древними модельными возрастными в диапазоне 1.22 – 1.47 млрд лет. В то же время некоторые постколлизийные гранитоиды Кызылкумов характеризуются примитивными изотопными и редкоэлементными составами. К ним относятся тоналиты интрузии Бокалы, в которых установлены мантийные изотопные составы Nd, Sr и Hf, а также плагиогранит из интрузии Шурук.

Все проанализированные породы Султан-Увайса характеризуются мантийными изотопными составами. Изотопный состав Sr и Nd был проанализирован только в одной пробе, но три пробы, в которых был проанализирован изотопный состав Hf в цирконах, также характеризуются положительными значениями  $\epsilon_{Hf}$  (от + 11.0 до + 14.3) и Hf модельными возрастными в диапазоне 0.48 – 0.67 млрд лет. Несколько более низкое, но также положительное значение  $\epsilon_{Hf}$  (+ 5.45) установлено в пробе истемесского гнейса. Единственный проанализированный постколлизийный гранит Султан-Увайса из интрузии Актау с возрастом 277 млн лет также характеризуется высоким значением  $\epsilon_{Hf}$  (+ 11.04) и представляет собой достаточно редкий для Тянь-Шаня пример постколлизийной интрузии, вероятным источником которой являлись ювенильные протолиты мантийного происхождения. Выявленные изотопно-геохимические особенности палеозойских гранитоидов западного Тянь-шаня позволяют сформулировать **третье защищаемое положение**: **Источником гранитоидов большинства террейнов западного Тянь-Шаня являлась неопротерозойская или более древняя континентальная кора. Гранитоиды, источником которых являлась островодужная кора, установлены в Султан-Увайсе и северных Кызылкумах. Такие фрагменты ювенильной островодужной коры установлены в западном Тянь-Шане впервые.**

4) На основе полученных результатов, с учетом изложенных в главе 1 представлений о механизмах формирования постколлизийных комплексов, были созданы геодинамические модели, объясняющие вариации состава постколлизийных гранитоидов в разных террейнах западного Тянь-Шаня. В Чаткало-Кураминском блоке, который в девоне и карбоне представлял собой активную окраину Туркестанского океана, раннепермские постколлизийные магматические комплексы наследуют геохимические особенности надсубдукционных магм и обладают всеми признаками типичными для шошонитовых серий. Наличие мафических пород в шошонитовых комплексах указывает на мантийный источник, однако, геохимические особенности мафитов свидетельствуют о том, что этот мантийный источник, вероятно, был обогащен литофильными элементами в результате мантийного метасоматоза и/или мантийно-корового взаимодействия. Hawkesworth et al. (1995), Feldstein and Lange (1999) и ряд других авторов предположили, что обогащенные литофильными элементами и легкими

REE шонитовые расплавы, которые формировались в постколлизийной обстановке, но по редкоэлементному составу напоминают серии активных окраин, могли формироваться из материала мантийного клина обогащенного несовместимыми элементами в ходе предыдущих эпизодов субдукции. В этом сценарии нагрев и плавление ранее обогащенного мантийного клина может происходить в результате отрыва или отката слэба на постколлизийной стадии (Van Hunen and Miller, 2015). Для объяснения происхождения геохимически контрастных постколлизийных серий Алайского и Кызылкумо-нуратинского сегментов Южного Тянь-Шаня предложена модель деламинации нижней коры (Конопелько и др., 2011, Seltmann et al., 2011). Согласно этой модели деламинация нижней коры и замещение ее материалом астеносферы привели к образованию геохимически контрастных постколлизийных магматических серий в результате взаимодействия поднимающегося горячего вещества астеносферной мантии с различными коровыми протолитами. Еще одна модель, объясняющая происхождение постколлизийных комплексов, приуроченных к зонам региональных сдвигов, характерных для Кокшаальского сегмента и Нуратинских гор в южной части Кызылкумов, основана на построениях для разлома Сан-Андреас в Калифорнии (Teuysier and Tikoff, 1998). Согласно этой модели крупно-амплитудные сдвиги, возникающие на постколлизийном этапе, являются транскоровыми и затрагивают как литосферную мантию, так и астеносферу. Сдвиговые напряжения приводят к возникновению обстановки растяжения и к появлению в основании коры субгоризонтальных зон отрыва. Растяжение вызывает подъем горячего астеносферного материала вдоль зоны сдвига и в субгоризонтальные зоны отрыва. Вещество астеносферы является источником тепла и флюидов, которые могут вызвать плавление в зоне сдвига и в субгоризонтальных зонах отрыва в основании коры. Плавление различных коровых протолитов может привести к одновременному формированию расплавов различного состава. При этом одновременное образование щелочных расплавов и карбонатитов могло происходить в результате взаимодействия горячего вещества астеносферы с древней сублитосферной мантией докембрийских палеоконтинентов, участвующих в коллизии. Суммируя вышесказанное, **четвертое защищаемое положение** формулируется следующим образом: **Постколлизийные гранитоиды формировались в различных геодинамических обстановках. Образование шонитовых серий Чаткала-Курамы связано с отрывом слэба.**

**Становление интрузий Нуратинских гор и Кокшаала связано с подъемом вещества астеносферы в зонах региональных сдвигов. Неоднородное строение фундамента Кызылкумов и Алая способствовало деламинации нижней коры и замещению ее материалом астеносферы.**

## Список литературы

1. Абдуазимова З.М. (ред.) Стратиграфический словарь Узбекистана // Труды Ин-та минеральных ресурсов. Ташкент, ГИДРОИНГЕО, 2001. 580 с.
2. Абдуазимова З.М., Ахбер Л.Я., Старцев О.А., Чукаров Е.В. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР, 1969. Т. 187, №8. С. 1115-1119.
3. Абдуазимова З.М., Журавлева З.А., Селедцов Е. И. Биостратиграфия верхнего докембрия юга Букантау // Узб. геол. журн. 1982. №3. С.23-27.
4. Абдуазимова З. М., Козарь Н.А., Хайрулина Т. И. Новые данные о кембрийских и ордовикских отложениях южных склонов Туркестанского хребта // ДАН ТаджССР. 1983. Т. XXVI, №10. С.641-644.
5. Абдуллаев Р.Н., Сургутанова Д.М., Рахимов А.Д. Нижне-среднеордовикские кремнисто-сланцевые отложения гор Мальгузар // Узбекский геологический журнал, 1987. №3. С. 57-61.
6. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т. Н., Мухин П.А., Базарбаев Р.Н. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Ташкент, Фан, 1989. 124 с.
7. Апаяров Ф.Х. Кумыштагская интрузия как возрастной репер в Таласском Алатау (Северный Тянь-Шань) // Экологические проблемы освоения минерально-сырьевых ресурсов гор Тянь-Шаня. Бишкек, 2002. С. 67-71.
8. Апаяров Ф.Х. Раннедевонские интрузивные образования Северного Тянь-Шаня // Природные ресурсы (Министерство природных ресурсов Киргизской республики), 2010. №1. С. 14–21.
9. Апаяров Ф.Х., Киселев В.В., Захожая И.Г., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте интрузий центральной части Киргизского и Джумгалского хребтов (Северный Тянь-Шань) // Материалы Международной конференции, посвященной 100-летнему юбилею акад. М.М. Адышева «Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы». Бишкек, 2015. С. 31-35.
10. Аристов В.А., Чернышук В.П. Новые данные по стратиграфии кремнистых отложений Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР, 1984. Т.275. №2. С. 417-421.
11. Афоничев Н.А., Власов Н.Г. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии м-ба 1:1500000. Ленинград. ВСЕГЕИ, 1981.

12. Ахмедов Н.А. Основные черты размещения золотого оруденения одного из месторождений Средней Азии // Узб. геол. журн. 1978. №4. С. 70-72.
13. Ахмедов Н.А. Разрывные нарушения на одном из рудных полей Западного Узбекистана и их отношение к золотому оруденению // Узб. геол. журн. 1985. №4. С. 13-15.
14. Ахмедов Н.А. Перспективы алмазоносности Нуратинского региона // Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан. Тр. ИМР. Ташкент, 1997. Кн. 1. С. 96-97.
15. Ахмедов Н.А. (гл. ред.) Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана. Ташкент, 2000. 511 с.
16. Ашуров А.А., Бардашев И.А., Бардашева Н.П., Гольтман Э.В., Лелешус В.Л., Лучников В.С., Махкамов А.Б., Мухаббатов М.М., Оспанова Н.К., Пулатова М.З., Сабиоров А.А., Салибаев Г.Х., Хакимов Ф.Х. Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана (Северный, Центральный и Юго-Западный Таджикистан). Душанбе, Недра, 2012. 460 с.
17. Байбулатов Э.Б, Боконбаев К.Д, Сабельников С.Е, Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1973. 242 с.
18. Бакиров А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1978. 260 с.
19. Бакиров А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарынтоо // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961. Вып. 1. С. 23-41.
20. Бакиров А. Б., Котов В. В. Эклогитоносные метаморфические формации — показатели зон сочленения древних континентов // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе, 1988. С. 4-25.
21. Баратов Р.Б. (ред.). Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1976. 270 с.
22. Бертман Э.Б. Минералого-геохимические парагенезисы и зональность месторождения Мурунтау // ДАН УзССР, 1975. № 5. С. 45-47.
23. Бертман Э.Б. Вертикальная зональность и ярусность оруденения на месторождениях золота Западного Узбекистана // Узб. геол. журн. 1976. №6. С. 7-12.

24. Бертман Э.Б. Золоторудные формации жильных месторождений (минералогическо-геохимические характеристики и принципы типизации). Ташкент. Фан, 1990. 167 с.
25. Бискэ Ю. С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. Л. 1979. Вып.2. С. 103-112.
26. Бискэ Ю. С. Сланцевый меланж Майдана и тектонические покровы Южной Ферганы // Вести. Ленингр. ун-та. 1983. №6. С. 40-45.
27. Бискэ Ю.С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вести. Ленингр. ун-та. 1987. Сер. 7. Вып. 1. С. 3-11.
28. Бискэ Ю. С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1991. №2. С. 41-46.
29. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб. Изд-во СПбГУ, 1996. 192 с.
30. Бискэ Ю.С., Усманов Р.Р. Тектонические покровы в «седиментационных мульдах» Северного Нуратау // Вестник Ленинградского ун-та, 1981. Сер. 7. Вып. 24. С. 5-11.
31. Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Зубцов С. Е. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Ленинград, изд. ЛГУ, 1985. 189 с.
32. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Шергина Ю.П., Кузнецов Л.В., Рублев А.Г. Возраст и обстановки формирования герцинских гранитоидов Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ, 1996. Сер. 7, Вып. 4. С. 58-72.
33. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л. Насколько коллизионным является коллизионный магматизм? (Тянь-Шань в позднем Палеозое) // Ненахов В.М. (ред.) Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы. Материалы международной конференции. Воронежский университет, 2002. С. 257-258.
34. Бискэ Ю.С., Шилов Г.Г. Строение северной окраины Таримского массива в восточно-кокшаальском секторе Тянь-Шаня // Геотектоника, 1998. №2. С. 51–59.
35. Бискэ, Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника, 2013. №4. С. 1–21.
36. Богдецкий В.Н. Сонкульский интрузивный комплекс и связь с ним полезных ископаемых // Автореф. канд. дисс.- Ташкент, 1983.



37. Богдецкий В.Н. Петрологические особенности формирования Сонкульского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса // Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1987. С. 121-144.
38. Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 1996. Т.38. С. 238-257.
39. Брежнев В. Л. Раннегеосинклинальные формации и стадии развития Джангджирской зоны герцинид Южного Тянь-Шаня // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Л., 1976. Т.224. С. 88-105.
40. Брежнев В. Д. Заложение палеозойской геосинклинали в западной части Южного Тянь-Шаня (на примере Нуратау-Туркестанского региона) // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981. С. 147-153.
41. Брежнев В.Д. О возрасте и строении фундамента Тарима // Докл. РАН. 1994. Т.334, №5. С. 607-610.
42. Буров В.Г., Пуркин М.М., Христов Е.В., Христова М.П. Суртекинская интрузия щелочных пород. Центральный Тянь-Шань // Зап. Кирг. отд. ВМО. 1965. Вып. 5. С. 39-49.
43. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М. Недра, 1973. 104 с.
44. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледонида Северной Европы) // Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1976. Вып. 289. 160 с.
45. Буртман В.С. 2006. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М., ГЕОС. 216 с.
46. Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Геотектоника, 2015. №4. С. 67–85.
47. Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане // Геотектоника. 1971. №1. С.103-117.
48. Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.(мл.). Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Советская геология. 1974. №3.
49. Буртман В.С., Клишевич В. Л., Котова Л. Н. и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // ДАН СССР. 1977. Т.237. №3. С.668-671.

50. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика центрально-азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011, Т. 52. № 1. С. 66—90
51. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (1—2). С. 49—75.
52. Бухарин А.К., Пяновская И.А., Пятков А.К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала // Сб. науч. тр. Главгеол. УзССР и ТашПИ. Ташкент. 1964. Вып. 4. С. 21-28.
53. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-фациальные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.
54. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Новикова Т.Н., Кузичкина Ю.М. О возрасте кремнисто-карбонатных образований Кызылкумов // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1987. С 44 -53.
55. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М., Наука. 1989. 152 с.
56. Власов Н.Г., Дьяков Ю.А., Чернер Э.С. (ред.). Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. М-б 1:500 000. С приложениями. Л., ВСЕГЕИ. 1989.
57. Гарьковец В.Г. О некоторых чертах различия Урала и Тянь-Шаня и о свидетельствах направленного развития Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата. Наука. 1969.
58. Гарьковец В.Г. О закономерностях строения и развития магнетитового пояса Среднего Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1970. №5.
59. Гарьковец В.Г. Литологические и геолого-структурные условия размещения золотого оруденения кызылкумского типа // ДАН СССР. 1975. Т.222, №1. С. 193-196.
60. Герман Л.Л., Будянский Д.Д. Заспрединговый магматизм: геодинамическая модель // ДАН СССР. 1990. Т.314. №6. С. 1467-1471.
61. Гесь М.Д., Селиверстов К.В. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность окраины Палеотетиса (Чаткальский регион Тянь-Шаня) // Геология рудных месторождений. 1995. Т.37-2. С. 132-142.

62. Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии. М., ГЕОС, 1997. С. 64-66.
63. Гесь М.Д. Террейнова структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек, 2008. 158 с.
64. Голованов И.М. Металлогеническое районирование медного оруденения Узбекистана // Зап. Узб. отд-ния ВМО. Ташкент. 1976. Вып. 29. С. 129-137.
65. Голованов И.М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент. Фан, 1978. 262 с.
66. Голованов И.М. Сопоставление комплексных прогнозно-поисковых моделей золото-кварцевого (Мурунтау) и золото-медно-порфирового (Кальмакыр) типов месторождений // Тез. докл. конф. «Состояние и проблемы совершенствования методики локального прогнозирования рудных месторождений». Тр. ИМР. Ташкент, 1999. С. 44-49.
67. Голованов И.М. Геолого-промышленные типы коренных месторождений золота Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы, 2000. №1. С. 18-30.
68. Голованов И.М. (ред.) Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент, ГИДРОИНГЕО, 2001. 687 с.
69. Голованов И.М., Цой А.В., Рахубенков А.Т. Кварц алмалыкских медно-порфириновых месторождений (элементы-примеси, декрептометрия, термолюминесценция) // Зап. Узб. отд-ния ВМО. Ташкент, 1974. Вып. 27. С. 70-76.
70. Голованов И.М., Николаева Е.И., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфириновой формации. Ташкент, Фан, 1988. 202 с.
71. Голованов И.М., Лузановский А.Г., Вировец В.В. Рудоносность осадочных формаций Западного Тянь-Шаня // Докл. сов. геол. на 28 сес. Междунар. геол. конгр. Вашингтон, 1989. С. 113-121.
72. Голованов И.М., Кузнецов Ж.Н., Титова А.П. Итоги геологоразведочных работ на рудные полезные ископаемые и перспективы развития сырьевой базы // Тр. САИГИМС. Ташкент, 1991. С. 61-93.
73. Голованов И.М., Каримов Х.К., Базарбаев Э.Р. Геодинамическая карта домезозойских образований Республики Узбекистан масштаба 1:500000 - основа для металлогенических построений. Тез. докл. конф. «Основные проблемы геологии и

- развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан» // Тр. ИМР. - Ташкент, 1997. Кн. 2. С. 42-54.
74. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент, Университет, 1993. 206 с.
75. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Зональность магматизма в Чаткало-Кураминском регионе (девон, средний карбон) // Узб. геол. журн. 1994. № 3. С. 23-34.
76. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Юдалевич З.А., Диваев Ф.К. Магматизм // Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент, Университет, 1998. С. 192-345.
77. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев К.Д. Чаткало-Кураминская горячая точка и история эволюции магматизма // Геология и минеральные ресурсы (Ташкент) 2003. №5. С. 3-14.
78. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Университет, 2010. 225 с.
79. Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе, Илим. 1979. 184 с.
80. Дженчураева А.В., Ненахов В.М. Стратиграфия верхнего палеозоя приосевой части Алайского хребта // Бюллетень МОИП. Отд. геологии 1986. Т. 61. Вып. 3. С. 54-66.
81. Дженчураева Р.Д. Скарны Срединного Тянь-Шаня // Фрунзе. Илим. 1983. 308 с.
82. Дженчураева Р.Д. Палеозойская история геодинамического развития Тянь-Шаня и его металлогения // Минерагения и перспективы развития минерально-сырьевой базы. Алматы. 1999. С. 81-100.
83. Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). Бишкек, 2010. 222 с.
84. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня (Геологические условия формирования палеозойских складчатых структур). М., Недра. 1977. 169 с.
85. Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Советская геология. 1984. №3. С.71-76.
86. Довжиков А.Е., Кнауф В.В., Шванов В.Н. Геологические особенности метаморфических и переходных к ним зон на территории Южного Тянь-Шаня // Вести. Ленингр. ун-та. 1981. №12. Вып.2. С.41-48.

87. Додонова Т.А. Магматические формации Киргизии // Тр. Упр. геол. Кирг.ССР. Фрунзе: Илим, 1974. 200 с.
88. Додонова Т.А., Помазков К.Д., Помазков Я.К. Эндогенные геологические формации Киргизии. Т. 1 Магматические формации. Фрунзе: Илим, 1984. 212 с.
89. Изох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П., Сухин М.В., Мушкин И.В., Шмулевич Г.Д., Пятков К.К., Пяновская И.А., Сандомирский Г.Г. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, Наука, 1975, 519 с.
90. Иваников В.В., Ненахов В.М., Рублев А.Г., Абакумова Л.Н., Кухнецов Л.В., Хрестенков П.А. Новые данные о возрасте гранитоидных и щелочных интрузий Туркестано-Алая (по данным К-Аг датирования) // Вестник ЛГУ, 1990. Сер. 7, Вып. 4(38). С. 85-90.
91. Израилева Р.М. Магматические формации Киргизии // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории земли. Новосибирск, Наука, 1986. С. 153-155.
92. Киселев В.В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.) Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. Бишкек, Илим, 1999. С. 21–33.
93. Клишевич В.Л. Зональное расчленение нижнего и среднего девона Советского Тянь-Шаня по тентакулитам // Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., 1973. Т. 2. С. 137-142.
94. Клишевич В.Л. К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте (Тектонические структуры района Охны) // Вестник Ленинградского ун-та. 1978. №6. С. 7-15.
95. Клишевич В.Л. О тектоническом покрове в горах Мальгузар (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1986. Т. 290. №1. С. 176-180.
96. Конопелько Д.Л. Палеозойский гранитоидный магматизм западного Тянь-Шаня // Издательство Санкт-Петербургского унуниверситета, СПб. 2020. 196 с.
97. Конопелько Д., Бискэ Г., Беляцкий Б., Эклунд О., Зельтманн Р. Геохронология и геохимия герцинских постколлизийных гранитоидных комплексов восточной части южного Тянь-Шаня // Ф. П. Митрофанов (ред.) Геология и Геоэкология, исследования молодых. Материалы XIII молодежной конференции посвященной памяти К. О. Кратца:

- в 2-х томах. Том 1. Геология, петрология и геохронология, экология. Апатиты, ООО «Апатит-Медиа», 2002. С. 61-62.
98. Конопелько Д.Л., Бискэ Г.С., Куллеруд К., Зельтманн Р., Диваев Ф.К. Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и Геофизика, 2011. Т. 52, № 12. С. 1987–2000.
99. Костицын Ю.А. Rb-Sr система пород и минералов месторождения Мурунтау: Автореф. дис. канд. г.-м. наук. М., 1991. 23 с.
100. Костицын Ю.А. Рубидий-стронциевые изотопные исследования месторождения Мурунтау. Датирование рудных жил изохронным методом // Геохимия, 1993. № 9. С. 1308-1319.
101. Костицын Ю.А. Rb-Sr-изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия, 1996. № 12. С. 1123-1138.
102. Котельников В.И. Некоторые вопросы истории формирования герцинской структуры Туркестанского и Алайского хребтов // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира, Л., 1976. С.69-88.
103. Котельников В.И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями (Южный Тянь-Шань). Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Л., 1987.
104. Котов Н.В. Внутренняя структура некоторых приразломных гранитоидных интрузий, их камерное пространство и локализация золотого и серебряного оруденения (Южный Тянь-Шань) // Геология, часть 1, изд. Московского ун-та, 1993. С. 270-275.
105. Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Обобщенная генетическая модель накопления золота в золотосульфидных рудно-метасоматических образованиях в черносланцевых толщах // Геология и геофизика, 1990. № 11. С. 49-57.
106. Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. ВМО. М. 1991. № 4. С. 59-69.
107. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., Наука. 1983. 96 с.

108. Куренков С.А., Перфильев А.С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеотектонических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М., 1987. С. 137-149.
109. Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М., 1988. С. 71-102.
110. Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника, 1995. №6. С. 22-31.
111. Курчавов А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., и др. Первые и изотопные данные по гранитоидам девонского вулканического пояса Казахстана // Петрология. 2007. №5. С. 547 – 551.
112. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб, Наука, 2011. 402 с.
113. Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный Мир, 2004. 612 с.
114. Лутц Б.Г., Фельдман М.С. Палеозойский магматизм хребта Султануиздаг (Узбекистан): геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 1992. № 4. С. 64-74.
115. Мамаджанов Ю.М. Геодинамика и металлогения шошонит-латитового магматизма Срединного Тянь-Шаня. Душанбе, 2004. 192 с.
116. Мамаджанов Ю.М. Абсарокиты Адрасманской вулканической депрессии в Чаткало-Кураминской зоне (Срединный Тянь-Шань) // Насущные проблемы геологии и сейсмологии Таджикистана: Труды научн конференции посв. 20-летию независимости Республики Таджикистан. Душанбе. Дониш, 2011. С. 72-77.
117. Миркамалов Р.Х., Голованов И.М., Чирикин В.В., Фадеичева Л.П., Миркамалова Г.Х. Атлас моделей рудных месторождений. Ташкент, ГП НИИМР, 2010. 100с.
118. Миркамалов Р.Х., Абдуллаев Г.С., Миркамалов Х.Х. Перспективы нефтегазоносности палеозоя западной части Южного Тянь-Шаня // Геология нефти и газа. Москва. Геоинформ, 2013. №1. С. 78-84.
119. Миркамалов Р.Х., Ванесян Г.А., Чирикин В.В. Структура домезозойского комплекса западной части Северо-Нуратинского хребта // Геология и минеральные ресурсы, 2014. № 5. С. 34-46.



120. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестник С.-Петербургского ун-та. 2012. Сер. 7. Вып. 1. С. 3–25.
121. Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы (Ташкент), 2018. №1. С. 3-15.
122. Мирходжаев И.М., Хорват В.А., Булатова Л.Ш. Формации метасоматитов на золоторудных месторождениях Средней Азии // Тр. ТашПИ. Ташкент, 1972. Вып. 81. С. 30-34.
123. Мирходжаев И.М., Хохлов В.А., Головин В.Е., Бедер А.Б., Велитченко В.М. Метаморфические формации Узбекистана. Ташкент, Фан, 1977. 238 с.
124. Мирходжаев И.М., Хохлов В.А., Головин В.Е., Корчевская Ю.Г. Перспективы металлоносности докембрийских толщ Западного и Южного Тянь-Шаня. Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня // Тез. докл. 9 Всесоюз. металлоген. совещ. Ташкент, 1979. С. 207-208.
125. Морозов Ю.А. Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) // Геотектоника, 2001. № 6. С. 32-55.
126. Мухин П.А. Возраст и направление движения масс при шарьировании метаморфических толщ Центральных Кызылкумов // Геолого-структурные условия формирования эндогенных месторождений Средней Азии и вопросы их оценки. Ташкент, 1976. С. 74-79.
127. Мухин П.А., Каримов Х.К. Новая модель геодинамики и металлогении Средней Азии (статья 1. Палинспастические реконструкции позднего докембрия и палеозоя) // Узб. геол. журн. 1989. №5. С. 29-34.
128. Мухин П.А., Толоконников А.В., Асадулин Э.Э. Условия накопления до девонских отложений Южного Тамдытау (Центр.Кызылкумы) по петрохимическим данным // Узб. геол. журн. 1985. №6. С. 58-63.
129. Мухин П.А., Савчук Ю.С., Колесников А.В. Положение «Мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Геотектоника, 1988. № 2. С. 64-72.

130. Мухин П.А., Фадеичева Л.П., Доморяд А.В. Геолого-петрографические особенности спрединговых зон среднего палеозоя Кызылкумов // Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона. Тр. САИГИМС. Ташкент, 1989. С. 51-53.
131. Мухин И.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент, 1991. 148 с.
132. Ненахов В.М., Иваников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., Роскомнедра. 1992. 101 с.
133. Ненахов В.М., Белов С.И. Основные черты интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Вестник С.-Петербургского ун-та, 1996. Серия 7. Вып. 1. С. 84-89.
134. Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Т. (ред.). Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе, Илим. 1982. Книга 1, 357 с.; Книга 2, 245 с.
135. Павловский А.Б., Крючков А.С. Маршукова Н.Н. и др. Геология оловорудных месторождений Восточной Киргизии. М., Недра, 1977. 192 с.
136. Павловский А.Б., Грекулова Л.А., Лугов С.Ф. Минеральное сырье. Олово. М., Геоинформмарк, 1998. 50 с.
137. Павловский А.Б., Бурова Т.А., Митрофанов Н.П. Прогнозно-геологические модели месторождений и их прикладное значение (черные, цветные, легирующие металлы, энергетическое и нерудное сырье). Оловянные руды. М. ВИМС, 2010. 70 с.
138. Пак С.Н. О геолого-структурном единстве золоторудных полей Центральных Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1990. № 5. С. 34-37.
139. Пак С.Н. Факторы локализации, критерии прогнозирования и поисков месторождений золота в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов (на примере Амантайтауского рудного поля) // Автореф. дис. канд. г.-м. наук. Фрунзе, Илим, 1991. 20 с.
140. Пак А.И. Некоторые особенности структурных условий размещения месторождений Косманачи-Мурунтауского рудного поля // Узб. геол. журн. 1994. № 4. С. 39-42.
141. Перчук Л.Л., Омеляненко Б.И., Шинкарев Н.Ф. Фазы и фации щелочных интрузивов бассейна реки Ходжа-Ачкан. (Алайский хребет) в связи с вопросом их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. №12. С.13-23.

142. Помазков К.Д. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1958. Том 122. №5. С. 892-895.
143. Помазков Я.К. Возраст интрузивных пород Туркестано-Алая // Изв. АН Кирг. ССР. 1982. №5. С. 26-28.
144. Помазков Я.К. Щелочные интрузивные формации в структурах Тянь-Шаня (геология и рудоносность) // Автореф. канд. дисс., Фрунзе. 1988.
145. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета Наук УзССР. Ташкент, 1938. 415 с.
146. Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта // Тр. Упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР. М., Сб. 1960. №1. С. 43-55.
147. Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса // Уч. зап. САИГИМС. Ташкент, 1961. С. 29-48.
148. Поршняков Г.С. О тектонической позиции известняков со "смешанной" фауной в среднем карбоне Алая // Вопросы региональной геологии. Л., 1968. С. 44-52.
149. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Ленинград: изд. ЛГУ, 1973. 216 с.
150. Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 66-73.
151. Поршняков Г.С., Котов Н.В., Кольцов А.Б., Ваганов П.А., Захаревич К.В., Зубцов С.Е., Донских А.В., Нестеров А.Р., Порицкая Л.Г. Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. Владивосток, Дальневосточное отделение АН СССР, 1991. 247 с.
152. Поярков Б.В. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы // Геологический сборник Львовского геол. общества. 1969а. Вып. 12.
153. Поярков Б.В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. 1969б. 186 с.
154. Поярков Б.В. О методике выделения региональных стратиграфических подразделений (свит) // Бюллетень МОИП. Отделение геологии, 1974. Т. XXIV. №5. С.5-12.

155. Проскуряков А.Н., Хренов В.А., Пашкова Л.Б. О физико-химических параметрах рудообразующих растворов на Чармитанском золоторудном месторождении // Труды ин-та геологии и геофизики Сиб. отделения АН СССР. Новосибирск, Наука, 1979. Вып. 449. С. 147-157.
156. Пучков В.Н., Иванов И.С., Христов Е.В. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистого типа разреза Иныльчекского хребта // Изв. АН КиргССР. 1985. №6. С. 10-14.
157. Пучков В.Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1987. Т.294. №2. С.435-438.
158. Рахматуллаев Х.Р. О каледонской и герцинской эпохах золоторудной минерализации в Западном Узбекистане (на примере рудного поля Кокпатас) // Итоги петрометаллогенических исследований. Ташкент, Фан, 1972. С. 154-170.
159. Рахматуллаев Х.Р. Эндогенные золоторудные формации Срединного и Южного Тянь-Шаня // Зап. Узб. отделения ВМО. Ташкент, 1983. № 36. С. 124-131.
160. Рахматуллаев Х.Р. Некоторые особенности распределения платины и палладия в породах Центральных Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1984. № 4. С. 76-79.
161. Рахматуллаев Х.Р. Рудные формации и глубинные ярусы оруденения позднеорогенного этапа развития герцинид (на примере Южного Тянь-Шаня). Ташкент, Фан, 1992. 233 с.
162. Рахматуллаев Х.Р. Нетрадиционные типы оруденения металлов платиновой группы в Республике Узбекистан // Тез. докл. конф. "Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан". Тр. ИМР, Ташкент, 1997. С. 82-84.
163. Риненберг Р.Е. Новые данные по биостратиграфии силура Ферганского хребта (по граптолитам) // Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1973. Вып. 47.
164. Риненберг Р.Е. Стратиграфия силурийских отложений Южного Тянь-Шаня по граптолитам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 1. С. 73-79.
165. Риненберг Р.Е., Ждан А.В. Стратиграфическое положение силурийской глыбовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 139-146.

166. Риненберг Р.Е., Чернышук В.П. Типовой разрез палеозойских эффузивно-карбонатно-кремнистых отложений Южной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №11. С. 144-147.
167. Риненберг Р.Е., Бискэ Ю.С., Солошенко И.И. Новые находки верхнего ордовика в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань) // Известия АН Киргизской ССР. 1987. №2. С. 82-83.
168. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М., Научный мир, (Тр. ГИН РАН; Вып. 545), 2001. 188 с.
169. Руб М.Г., Павлов В.А. Рудоносные гранитоидные комплексы Сарыджазского района // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М., Наука, 1982. С. 158-180.
170. Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника, 1971. №5. С. 27-36.
171. Савчук Ю.С. Структурные условия размещения золотого оруденения и строение рудных тел месторождения Мурунтау // Автореф. дис. канд. г.-м. наук. Алма-Ата, 1987. 20 с.
172. Савчук Ю.С. Субдукционно-гидротермальное рудообразование и металлогеническая зональность (на примере Кызылкумов) // Минералого-геохимические критерии поисков месторождений полезных ископаемых в рудных районах Тянь-Шаня. Тр. ИМР. Ташкент, 1990. С. 93-106.
173. Савчук Ю.С. Кольцевые структуры Средней Азии – поверхностное отражение глубинной флюидодинамики // Геотектоника, 1992. № 2. С. 47-57.
174. Савчук Ю.С. Направления и проблемы геодинамических исследований домезозойского фундамента в Узбекистане // *Geologiya va mineral resurslar*, 1999. № 1. С. 14-20.
175. Савчук Ю.С., Мухин П.А., Мещерякова Л.В. Позднепалеозойский андезитовидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиции тектоники плит // Геотектоника, 1991. № 4. С. 70-87.
176. Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х., Ванесян Г.А., Воронов О.А. Геодинамические обстановки палеозоя гор Султан-Увайс (Узбекистан) // Геотектоника, 1997. № 5. С. 57-71.

177. Селиверстов К.В., Гесь М.Д. Петрохимические особенности магматитов и основные параметры среднекаменноугольной–раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана // Геология и геофизика, 2001. Т.42. С. 1471–1475.
178. Соломович Л.И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис, рудоносность) // Докторская диссертация, Бишкек, 1997. 437 с. (неопубл.).
179. Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Петролого-геохимическая эволюция позднепалеозойских гранитов рапакиви в Тянь-Шане // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1989. С. 128-149.
180. Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Ассоциация гранитов рапакиви, щелочных пород и карбонатитов в Тянь-Шане (Юго-восточная Киргизия) // Зап. ВМО. 1990. Ч. СХІХ, Вып. 6, 427. С. 49-59.
181. Тесленко Г.С., Польшковский В.С. Температурные условия формирования золотосодержащих пегматитов Кошрабадского интрузива (Северный Нуратау) // Зап. Узб. отд. ВМО., 1988. Вып. 41. С. 101-103.
182. Трифонов Б. А, Соломович Л. И. Геологическое строение и рудно-магматическая зональность Сарыджазского оловорудного района // Геология рудных месторождений, 1993. Т. 35, №1.
183. Троицкий В.И. Геодинамическое районирование палеозойских структур Тянь-Шаня и Памира // Вестник Национального университета Узбекистана, 2005. №1. С. 5-19.
184. Троицкий В.И. Геодинамическая эволюция Заравшанского палеоокеанического бассейна и его окраин в палеозое // Вестник Национального университета Узбекистана, 2007. №1. С. 15-26.
185. Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. Геологическая карта Кыргызской республики м-ба 1:500 000. СПб, ВСЕГЕИ, 2008.
186. Ушаков В.Н. Металлогения вольфрама Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1991. 182 с.
187. Ушаков В.Н. Перспективы Центральных Кызылкумов на вольфрам // Тез. докл. конф. "Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан". Тр. ИМР. Ташкент, 1997. С. 89-91.
188. Ушаков В.Н. Геолого-генетическая модель вольфрамового оруденения Западного Узбекистана // Geologiya va mineral resurslar, 1999. № 2. С. 25-30.
189. Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989. 590 с.

190. Хаин В.Е., Тычков С. А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996. № 37-1. С. 5-16.
191. Хамрабаев И.Х. Важнейшие аспекты современных проблем петрогенезиса и рудогенезиса // Geologiya va mineral resurslar, 2000. № 2. С. 3-11.
192. Хамрабаев И.Х., Хорват В.А. и др. К характеристике вольфрамовой минерализации на золоторудном месторождении Чармитан в Западном Узбекистане // Узб. геол. журнал, 1973. № 1. С. 3-11.
193. Христов Е.В. О структурном положении Атбашинского метаморфического комплекса // ДАН СССР. 1981. Т. 257. №6. С. 1437-1439.
194. Христов Е.В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри // ДАН СССР. 1989. Т. 306. №1. С. 166-168.
195. Христов Е. В. О находке докембрийских отложений в хребте Кокшаал-тоо // Изв. АН КиргССР. Отд. физ.-техн. наук. 1990. №3. С. 104-107.
196. Христов Е.В., Миколайчук А.В. О догеосинклиналином основании коры Ферганско-Кокшаальских герцинид // Геотектоника. 1983. №3. С. 76- 86.
197. Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И. Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1986. №2. С. 45-58.
198. Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса // Геотектоника. 1978. №5. С. 72-82.
199. Шаякубов Т.Ш. Геология и рудоносность палеозойских вулканогенных формаций Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 128 с.
200. Шаякубов Т.Ш. Эволюция геологических представлений и развитие минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан // Тр. ИМР. Ташкент, 1996. С. 4-16.
201. Шаякубов Т.Ш. (ред.) Геологическая карта Узбекистана. М-б 1:500 000. Ташкент, Госкомгеология. 1998.
202. Шаякубов Т.Ш. Минерально-сырьевая база Республики Узбекистан и проблемы ее развития // Geologiya va mineral resurslar, 1999. № 1. С. 2-7.

203. Шванов В.В. Формационно-стратиграфические комплексы среднего палеозоя Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня // Литология и палеогеография. Л. 1976. Вып. II. С. 75-90.
204. Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. Л., 1983. 215 с
205. Шванов В.Н. Песчаный флиш Туркестанского хребта - формационный и литолого-палеогеографический анализ // Вестн. ЛГУ. 1985. №7. С. 11-22.
206. Шинкарев Н.Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Ленинград, изд. ЛГУ, 1966. 150 с.
207. Шульц С.С. (мл.) Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., Недра, 1972. 208 с.
208. Шульц С.С. (мл.). Модель формирования структуры Кызылкумского геодинамического полигона // Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л., 1991. С. 96-120.
209. Эз В.В. Урало-тяньшанская дуга – единый пояс или результат сближения плит? Геофизика на рубеже веков // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. М., ОИФЗ РАН, 1999. С. 107-223.
210. Эз В.В. Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М., ГЕОС, 2000. С. 624-627.
211. Юдалевич З.А. Сандомирский Г.Т., Ляшенко Г.К. Кошрабадский массив – пример формации рапакиви в Южном Тянь-Шане // Докл. АН СССР, 1973. Т. 211, №2. С. 452-455.
212. Юдалевич З.А., Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань). Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня // Тр. САИГИМС. Ташкент, 1991. С. 33-61.
213. Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969. С. 57-70.
214. Яговкин А.В. История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня // Проблемы тектоники земной коры. Иркутск. 1973. Вып. 1. С. 204-241.



215. Abzalov M. Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan // *Economic Geology*, 2007, v. 102. P. 519–532.
216. Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske, Y.S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc–continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // *Gondwana Research*, 2016, v. 39. P. 261–291.
217. Alexeiev D.V., Biske Yu.S., Djenchuraeva A.V., Kröner A., Getman O.F. Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, v. 173. P. 54–60.
218. Andersson U.B., Eklund O., Fröjdö S., Konopelko D. 1.8 Ga Magmatism in the Fennoscandian shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment // *Lithos*, 2006, v. 86. P. 110-136.
219. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western north America // *Geological Society of America Bulletin*, 1970, v. 81. P. 3513–3536.
220. Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration // *Society of Economic Geologists Newsletter*, 2005. № 61. P. 5–17.
221. Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // *Lithos*, 2012, v. 153. P. 278–291.
222. Bea F., Montero P., Zinger T. The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns // *Journal of Geology*, 2003, v. 111. P. 579–595.
223. Biske Yu.S. Geology and evolution of the Central Asian orogenic belt in Kazakhstan and the western Tianshan // A. Kroner (ed.): *The Central Asian orogenic belt. Geology, evolution, tectonics and models*. Borntraeger Science Publishers, Stuttgart, 2015. P. 6-49.
224. Biske Yu.S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans // *Gondwana Research*, 2010, v. 17. P. 602–613.
225. Black R., Lameyre J., Bonin B. The structural setting of alkaline complexes // *J. Afr. Earth Sci.*, 1985, v. 3. P. 5 – 16.
226. Black R., Latouche L., Liégeois J.P., Caby R., Bertrand J.M. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara) // *Geology*, 1994, v. 22. P. 641-644.

227. Black R., Liégeois J.P. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony // *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 1993, v. 150. P. 89 – 98.
228. Blichert-Toft J., Chauvel C., Albarède F. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1997, v. 127. P. 248 – 260.
229. Bonin B. Ring complex granites and anorogenic magmatism. *Studies in Geology*, North Oxford Academic, Oxford-Elsevier, Amsterdam, 1986. 188 p.
230. Bonin B. From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1988, v. 68. P. 301 – 311.
231. Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // *Geol. J.*, 1990, v. 25. P. 261 – 270.
232. Bonin B. A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite–rapakivi magmatism connection // Demaiffe, D. (Ed.), *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts*. ULB-MRAC, Bruxelles, 1996. P. 201–217.
233. Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // *Lithos*, 2004, v. 78. P. 1 - 24.
234. Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 45 - 70.
235. Brown M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens // *Earth-science reviews*, 1994, v. 36. P. 83 – 130.
236. Burtman V.S. Structural geology of the Variscan Tien Shan // *American Journal of Science*, 1975, v. 275-A. P. 157 – 186.
237. Burtman, V.S. Tectonics and geodynamics of the Tian Shan in the middle and late Paleozoic // *Geotectonics*, 2015. V.49 (4), P. 302–319.
238. Buslov, M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian Foldbelt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike–slip faults // *Russian Geology and Geophysics*, 2011. 52 (1), 52–71.

239. Cantagrel J.M., Didier J., Gourgaud A. Magma mixing: origin of intermediate rocks and «enclaves» from volcanism to plutonism // *Phys. Earth Planet. Intern.*, 1984, v. 35. P. 63 - 76.
240. Carroll A.R., Graham S.A., Chang E.Z., McKnight C. Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China // Hendrix M.S., Davis G.A. (Eds.), *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*: Boulder, Colorado. 2001.
241. Charvet J., Shu L.S., Laurent-Charvet S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates // *Episodes*, 2007, v. 30-3. P. 162–186.
242. Chen J., Zhou T., Xie Z., Zhang X., Guo X. Formation of positive (Nd(T) granitoids from the Alataw Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: implication for Phanerozoic crustal growth // *Tectonophysics*, 2000, v. 328. P. 53–67.
243. Chenin P., Picazo S., Jammes S., Manatschal G., Müntener O., Karner G. Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective // *Geological Society, London, Special Publications*, 2018, v. 470, 6, <https://doi.org/10.1144/SP470.10>.
244. Chiaradia M., Konopelko D., Seltnann R., Cliff R. Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay // *Mineralium Deposita*, 2006, v. 41. P. 411-428.
245. Clemens J.D., Stevens G. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix // *Earth-science reviews*, 2016, v. 160. P. 333-349.
246. Conticelli S., Peccerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism from Central Italy: inferences on its genesis and on the mantle source evolution // *Lithos*, 1992, v. 28. P. 221 – 240.
247. Couzinié S., Laurent O., Moyen J-F., Zeh A., Bouilhol P., Villaros A. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf–O isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*, 2016. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.09.033.
248. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, v. 129. P. 85-102.
249. De Boorder H., Zeylmans van Emmichoven M. 2005. From Urals to Altaids — Structural Continuity? // *Abstract Volume of IGCP-473 CERCAMS-6 Workshop “Mineral*

- Deposits of the Urals”, Natural History Museum, London, 27–28 October 2005 ([ftp://ftp.geog.uu.nl/pub/posters/2005/From\\_Urals\\_to\\_Altai-structural\\_continuity\\_2005.pdf](ftp://ftp.geog.uu.nl/pub/posters/2005/From_Urals_to_Altai-structural_continuity_2005.pdf)).
250. De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, v. 44. P. 149–168.
251. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*, 1981, v. 291. P. 193–196.
252. DePaolo D.J. Age dependence of the composition of continental crust as determined from Nd isotopic variations in igneous rocks // *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, v. 59. P. 263 – 271.
253. DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert, G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern U.S // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96. P. 2071 – 2088.
254. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75. P. 2625 – 2647.
255. Dewey J.F., Burke K. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision // *J. Geol.*, 1973, v. 81. P. 683 – 692.
256. Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // *Tectonics*, 1988, v. 7. P. 1123 - 1139.
257. Dolgoplova A., Seltmann R., Armstrong R., Belousova E., Konopelko D. Crust-mantle interaction in the formation of Kalmakyr and Muruntau ore giants, Uzbekistan // CERCAMS-16 Workshop and Final Conference of IGCP-592 “One billion years of crustal growth from Altai to SW Pacific”, Natural History Museum, London: 26-28 October 2016. Abstract volume. 2016. P 14.
258. Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*, 2017, v. 47. P. 76 – 109.
259. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26. P. 115 – 134.

260. Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 87–108.
261. Feldstein S.N., Lange R.A. Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction modified mantle // *Journal of Petrology*, 1999, v. 40 (8). P. 1301–1320.
262. Fernandez M., Marzan I., Correia A., Ramalho E. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula // *Tectonophysics*, 1998, v. 291. P. 29 - 53.
263. Filippova L.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asia fold and thrust belt // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2001, v. 3. P. 405–426.
264. Frost C.D., Frost B.R. High-K, iron-enriched rapakivi-type granites: the tholeiite connection // *Geology*, 1997, v. 25. P. 647–650.
265. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42 (11). P. 2033–2048.
266. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *Journal of Petrology*, 2008, v. 49. P. 1955–1969.
267. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*, 2011, v. 30, TC6016.
268. Glorie S., Jepson G., Konopelko D., Mirkamalov R., Meeuws F., Gilbert S., Gillespie J., Collins A.S., Xiao W., Dewaele S., De Grave J. Thermochronological and geochemical footprints of post-orogenic fluid alteration recorded in apatite: implications for mineralisation in the Uzbek Tian Shan // *Gondwana Research* (submitted) (2019).
269. Golovanov I.M., Seltmann R., Kremenetsky A.A. The porphyry Cu–Au/Mo deposits of Central Eurasia: 2. The Almalyk (Kal'makyr-Dalnee) and Saukbulak Cu–Au porphyry systems, Uzbekistan // Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective* vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, 2005. P. 513–523.

270. Golovko A.V., Kaminsky F.V. The shoshonite-absarokite-picrite Karashoho pipe, Uzbekistan: an unusual diamond deposit in an atypical tectonic environment // *Economic Geology*, 2010, v. 105. P. 825–840.
271. Graupner T., Niedermann S., Rhede D., Kempe U., Seltmann R., Williams C.T., Klemd R. Multiple sources for mineralizing fluids in the Charmitan gold(-tungsten) mineralization (Uzbekistan) // *Mineralium Deposita*, 2010, v. 45. P. 667-682.
272. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64. P. 133–147.
273. Haapala I., Rämö O.T., Flindt S. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic–granitic magmatism // *Lithos*, 2005, v. 80. P. 1–32.
274. Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. Calcalkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the basin and range // *J. Geophys. Res.* 1995, v. 100 (b7). P. 10271–10286.
275. Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A., Cawood P., Kemp T., Storey C. The generation and evolution of the continental crust // *Journal of the Geological Society*, 2010, v. 167. P. 229–248.
276. Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // *Tectonophysics*, 2000, v. 328. P. 69–87.
277. Howell D.G., ed. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. 581 p.
278. Howell D.G. *Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth*. London, New York, Chapman and Hall, 1989. 232 p.
279. Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Principles of terrane analysis* // *Tectono-stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*: Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. P. 3-31.
280. Hu A., Jahn B.-M., Zhang G., Chen Y., Zhang Q. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks // *Tectonophysics*, 2000, v. 326. P. 15–51.

281. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971, v. 8. P. 523–548.
282. Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968, v. 73 (18). P. 5855– 5899.
283. Jahn B.-M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2000, v. 23. P. 82–92.
284. Jenchuraeva R.J. Tectonic setting of porphyry-type mineralization and hydrothermal alteration in Paleozoic island arcs and active continental margins, Kyrghyz Range (Tien Shan), Kyrghyzstan // *Mineralium Deposita*, 1997, v. 32. P. 434–440.
285. Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišík M., Evans N.J., Mamadjanov Y., Collins A.S. Thermochronological insights into the structural contact between the Tian Shan and Pamirs, Tajikistan // *Terra Nova*, 2018a, v. 30. P. 95-104.
286. Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišík M., Mirkamalov R., Mamadjanov Y., Collins A. S. Low-temperature thermochronology of the Chatkal-Kurama terrane (Uzbekistan-Tajikistan): Insights into the Meso-Cenozoic thermal history of the western Tian Shan // *Tectonics*, 2018b, v. 37-10. P. 3954-3969.
287. Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Mirkamalov R., Danišík M., Collins A.S. The low-temperature thermo-tectonic evolution of the western Tian Shan, Uzbekistan // *Gondwana Research*, 2018c, v. 64. P. 122-136.
288. Jepson G., Glorie S., Konopelko D. et al. The Mesozoic thermotectonic evolution of the western Tian Shan (Kazakhstan, Uzbekistan, Tajikistan) // *The 16th International Conference on Thermochronology, Germany. Conference Abstracts*, 2018d. P. 98.
289. Jiang C., Zhang P., Lu D., Bai K., Wang Y., Tang S., Wang J., Yang C. Petrology, geochemistry and petrogenesis of the Kalpin Basalts and their Nd, Sr and Pb isotopic compositions // *Geological Review*, 2004, v. 50 (5). P. 492–500 (In Chinese with English abstract).
290. Jiang C., Li Y., Zhang P., Ye S. Petrogenesis of Permian basalt on the western margin of the Tarim Basin, China // *Geol. Geofiz.*, 2006, v. 47 (2). P. 232–241.
291. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. 1983. Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the circum-Pacific region: Proceedings of the Oji*

- International Seminar on Accretion Tectonics, Japan, 1981: Advances in Earth and Planetary Sciences, Tokyo, Terra Scientific Publishing Co., 1983. P. 21-35.
292. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of Alaska (West of the 141st Meridan): U.S. Geological Survey Map MF-1874-A, 1 sheet, scale 1:2,500,000. 1987.
293. Kaislaniemi L.M. Dynamic modelling of post-collisional magmatism, Durham theses, Durham University. 2015. Available at Durham E-Theses Online: <http://etheses.dur.ac.uk/10970/>
294. Käßner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Sonntag B., Khan J., Stanek K.P., Zack G., Gadoev M., Oimahmadov I. Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids // Geological Society of America Bulletin, 2017, v. 129. P. 281–303.
295. Kempe U., Seltmann R., Graupner T., Rodionov N., Sergeev S.A., Matukov D.I., Kremenetsky A.A. Concordant U–Pb SHRIMP ages of U-rich zircon in granitoids from the Muruntau gold district (Uzbekistan): timing of intrusion, alteration ages, or meaningless numbers // Ore Geol. Rev., 2015, v. 65. P. 308–326.
296. Kempe U., Graupner T., Seltmann R., de Boorder H., Dolgoplova A., Zeylmans van Emmichoven M. The Muruntau gold deposit (Uzbekistan): a unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan // Geosci. Front., 2016, v. 7. P. 495–528.
297. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos, 2015, v. 212–215. P. 397–414.
298. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // Precambrian Research, 2003, v. 120. P. 37-53.
299. Konopelko D., Mao J., Du A., Piatkov A., Biske G., Seltmann R. Re-Os age of molybdenite from the Sarytau tungsten deposit and timing of Hercynian events in the Bukantau mountains, central Kyzylkum, Uzbekistan // Akhmedov N.A. (ed.). Problems of Ore Deposits and maximizing the prospecting efficiency. Proceedings of International Scientific-Technical Conference. Tashkent, Publ. IMR, 2003. P. 379-380.
300. Konopelko D., Seltmann R., Biske G., Matukov D., Sergeev S. Hercynian magmatism in the Tien Shan: new SHRIMP ages and metallogenic implications // Proceedings of the



- IGCP-486 and IGCP-473 Joint Workshop on Porphyry and Epithermal Deposits of the Chatkal-Kurama Region, 22–30 April 2006, Tashkent, 2006. P. 29–35.
301. Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B. Post-collisional granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications // *Lithos*, 2007, v. 97. P. 140-160.
302. Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Kiseleva M., Matukov D., Sergeev S. Deciphering Caledonian events: timing and geochemistry of the Caledonian magmatic arc in the Kyrgyz Tien Shan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, v. 32. P. 131–141.
303. Konopelko D., Seltmann R., Biske G., Lepekhina E., Sergeev S. Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren I-type versus tin-bearing A-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture // *Ore Geology Reviews*, 2009, v. 35. P. 206–216.
304. Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*, 2012, v. 22. P. 300-309.
305. Konopelko D., Seltmann R., Apayarov F., Belousova E., Izokh A., Lepekhina E. U–Pb–Hf zircon study of two mylonitic granite complexes in the Talas-Fergana fault zone, Kyrgyzstan, and Ar–Ar age of deformations along the fault // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, v. 73. P. 334–346.
306. Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Petrov S.V., Lepekhina E. Age and petrogenesis of the Neoproterozoic Chon-Ashu alkaline complex, and a new discovery of chalcopyrite mineralization in the eastern Kyrgyz Tien Shan // *Ore Geology Reviews*, 2014, v. 61. P. 175 – 191.
307. Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev S. 2015. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, v. 113. P. 711–727.
308. Konopelko D., Klemd R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology. *European Journal of Mineralogy*, 2016, v. 28(6). P. 1233–1253.

309. Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research*, 2017, v. 47. P. 110–130.
310. Konopelko D., Apayarov F. Triassic thermal event in the western Tien Shan // *The 16th International Conference on Thermochronology, Germany. Conference Abstracts*, 2018. P. 44.
311. Konopelko D., Wilde S.A, Seltmann R., Romer R.L., Biske Yu.S. Early Permian intrusions of the Alai range: Understanding tectonic settings of Hercynian post-collisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*, 2018, v. 302–303. P. 405–420.
312. Konopelko D., Biske Yu.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B. Safonova I., Kotler P. Shatov V., Sun M., Wong J. Neoproterozoic South Tien Shan-Karakum basement metamorphosed in the early Carboniferous: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, v. 177. P. 175-286.
313. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, v. 23. P. 605-627.
314. Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L.S. Late Paleozoic strike–slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics*, 2003, v. 22 (2). P. 1009–1034.
315. Le Fort P. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86. P. 10545–10568.
316. Leloup P.H., Kienast J.-R. High-temperature metamorphism in a major strike–slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, v. 118. P. 213–234.
317. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK. 1989. 193 p.
318. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73. P. 3661 – 3697.

319. Liégeois J.P. Preface—some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 1998, v. 45. P. 15–17.
320. Liégeois J.P. Black R. Petrology and Rb–Sr geochronology of the Late Pan-African calc-alkaline–alkaline transition in the Adrar des Iforas (Mali): Upper Precambrian crustal accretion // Klerkx, J., Michot, J. (Eds.), *African Geology*. Musée Royal de l’Afrique Centrale, Tervuren, 1984. P. 115–145.
321. Liégeois J.P., Black R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali) // Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1987, v. 30. P. 381–401.
322. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calcalkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 1 - 28.
323. London D. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as source of lithophile metal deposits // Thompson J.F.H. (Ed.), *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Society of Canada Short Course Series, 1995, v. 23. P. 175–202.
324. Loury C., Rolland Y., Lanari P., Guillot S., Bosch D., Ganino C., Jourdon A., Petit C., Gallet S., Monié P., Riel N. Permian charnockites in the Pobeda area: Implications for Tarim mantle plume activity and HT metamorphism in the South Tien Shan range // *Lithos*, 2018, v. 304–307. P. 135–154.
325. Ludwig K.R. Isoplot/Ex, Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Spec. Pub., Berkeley Geochronology Center 1a, 43. 1999.
326. Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Economic Geology*, 2004, v. 99. P. 1771-1780.
327. Marotta A.M., Fernandez M., Sabadini R. Mantle unrooting in collisional settings // *Tectonophysics*, 1998, v. 296. P. 31–46.
328. Maxson J., Tikoff B. Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States // *Geology*, 1996, v. 24 (11). P. 968–972.
329. McKenzie D.P. Speculation on the consequences and causes of plate motions // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1969, v. 18. P. 1–32.

330. Meyer M., Klemd R., Konopelko D. High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // *Lithos*, 2013, v.177. P. 207-225.
331. Meyer M., Klemd R., Hegner E., Konopelko D. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *Journal of Metamorphic Geology*, 2014, v. 32. P. 861–884.
332. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*, 1994, v. 37. P. 215–224.
333. Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // *Nature*, 1988, v. 335. P. 131– 137.
334. Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97–108.
335. Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // *Mineralogy and Petrology*, 1992, v. 46. P. 259–289.
336. Nabelek P.I., Russ-Nabelek C., Denison J.R. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, v. 110. P. 173 – 191.
337. Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38. P. 757–775.
338. Natal'in B.A., Şengör A.M.C. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure // *Tectonophysics*, 2005, v. 404. P. 175–202.
339. Nenakhov V.M., Kuznetsov L.V., Khrestenkov P.A. Geological excursions in Turkestan-Alai (Southern Tien-Shan). Guidebook: International Symposium “Granites and Geodynamics”, Proceedings of the Field Session. Osh. South-Kirgiz Geological Expedition, 1991. 26 p.
340. Nurtaev B., Kharin V., McCann T., Valdivia-Manchego M. The north Nuratau fault zone, Uzbekistan—structure and evolution of a Palaeozoic suture zone // *J. Geodyn.*, 2013, v. 64. P. 1–14.
341. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19. P. 120–125.

342. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*, 1984, v. 25-4. P. 956–983.
343. Pickering K.T., Koren T.N., Lytochkin V.N., Siveter D.J. Silurian – Devonian active-margin deep-marine systems and paleogeography, Alai Range, southern Tien Shan, Central Tien Shan, Central Asia // *Journal of Geological Society, London*, 2008, v. 165. P. 189–210.
344. Pin C., Binon M., Belin J.M., Barbarin B., Clemens J.D. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr–Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France) // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95. P. 17821–17828.
345. Rämö O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // *Mineralogy and Petrology*, 1995, v. 52. P. 129–185.
346. Roberts N.M.W., Spencer C.J. The zircon archive of continent formation through time // *Geological Society, London, Special Publication*, 2014. 389 p.
347. Romer R.L., Hahne K. Life of the Rheic Ocean: scrolling through the shale record // *Gondwana Research*, 2010, v. 17. P. 236–253.
348. Romer R.L., Heinrich W., Schröder-Smeibidl B., Meixner A., Fischer C.-O., Schulz C. Elemental dispersion and stable isotope fractionation during reactive fluid flow and fluid immiscibility in the Bufa del Diente aureole, NE-Mexico: evidence from radiographies and Li, B, Sr, Nd, and Pb isotope systematics // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, v. 149. P. 400–429.
349. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*, 2002, v. 184. P. 123–138.
350. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*, 2016, v. 30. P. 236–256.
351. Sederholm J.J. “On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland: Part III. The Aland Islands” // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 1934, v. 107. P. 1–68.
352. Schere E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium–hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293. P. 683–687.
353. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian postcollisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, v. 42. P. 821–838.

354. Seltmann R., Porter T.M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, v. 79. P. 810–841.
355. Seltmann R., Shatov V., Yakubchuk A. Mineral Deposits Database and Thematic Maps of Central Asia, Scale 1:1,500,000 million: ArcGIS 10.x package. Explanatory Notes, NHM London, 2015. 143 p.
356. Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, v. 30. P. 142-153.
357. Solomovich L.I., Trifonov B.A. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, v. 21 (1). P. 7 – 21.
358. Soloviev S.G. Late Paleozoic subalkaline potassic (shoshonite–latite) magmatism in central Tien-Shan // *Int. Geol. Rev.*, 1993, v. 35-3. P. 288–304.
359. Soloviev S.G. Rare earth and other trace elements in rocks of W-bearing magmatic complexes of the Southern Tien-Shan // *Geochem. Int.*, 1998, v. 36-12. P. 1133–1146.
360. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publications, 1989, v. 42. P. 313–345.
361. Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 29 – 44.
362. Taymaz T., Yilmaz Y., Dilek Y. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction // Geological Society, London, Special Publications, London, 2007, v. 291. P. 1–16.
363. Tera F., Wasserburg G. A response to a comment on U–Pb systematics in lunar basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, v. 19. P. 213–217.
364. Tera F., Wasserburg G. U–Th–Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and age of the Moon // *Proceedings of the 5th Lunar Scientific Conference*. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.*, 1974, v. 5-2. P. 1571–1599.
365. Teslenko G.S., Polykovskiy V.S. Magmatic-fluid evolution and gold deposition in Koshrabad pluton, Uzbekistan; geologic and fluid inclusion evidence // *Program and Abstracts*,

Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Instituto de Investigaciones Electricas, Cuernavaca, Mexico, 1994. P. 106.

366. Teyssier C., Tikoff B. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach // Geological Society Special Publications, 1998, v. 135. P. 143–158.

367. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineralium Deposita, 1999, v. 34. P. 323–334.

368. Titus S.J., Medaris L.G., Wang H.F., Tikoff B. Continuation of the San Andreas fault system into the upper mantle: Evidence from spinel peridotite xenoliths in the Coyote Lake basalt, central California // Tectonophysics, 2007, v. 429. P. 1–20.

369. Van Hunen J., Miller M.S. Collisional Processes and Links to Episodic Changes in Subduction Zones // Elements, 2015, v. 11. P. 119-124.

370. Volkova N.I., Budanov V.I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics // Lithos, 1999, v. 47. P. 201–216.

371. Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences, 2017, v. 153. P. 252-281.

372. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, v. 95. P. 407–419.

373. Wilde A.R., Layer P., Mernagh T., Foster J. The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis // Economic Geology, 2001, v. 96. P. 633–644.

374. Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A., Kelley S.P., Harris N.B.W. Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling // Journal of Petrology, 2004, v. 45 (3). P. 555-607.

375. Wilson J.T. Did the Atlantic close and then reopen? // Nature, 1966, v. 211. P. 676 - 681.

376. Worthington J.R., Kapp P., Minaev V., Chapman J.B., Mazdab F.K., Ducea M.N., Oimahmadov I., Gadoev M. Birth, life, and demise of the Andean – syn-collisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // *Tectonics*, 2017, doi: 10.1002/2016TC004285.
377. Wu F., Jahn B., Wilde S., Sun D. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China // *Tectonophysics*, 2000, v. 328. P. 89 - 103.
378. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics; the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75. P. 135–162.
379. Zhang C.L., Zou, H.B. Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? // *Lithos*, 2013, v. 172– 173. P. 47–60.



**Фондовая литература:**

Апаяров Ф.Х. Геологическое доизучение м-ба 1:200 000 на приграничной территории в западной части Кыргызского хребта в 2003-2006 гг. // Отчет Редакционной партии по геологическому доизучению м-ба 1:200 000 в пределах листов К-42-ХII, К-42-ХVII, К-43-VII, К-43-ХIII, К-43-ХIV, проведенному в 2003-2006 гг. СКГЭ. Фонды Мингео КР. Бишкек. 2007.

Грищенко В.А. и др. Геологическая съемка масштаба 1:50000 Сарыджазской площади // Отчет Оттукской партии о работах в 1980-1985 гг. Фонды Мингео КР. Бишкек, 1985.

Додонова Т.А. и др. Магматизм Туркестанского, Алайского и Юго-Восточной части Ферганского хребтов (в пределах Кыргызской ССР) // Окончательный отчет петрологической партии по работам 1970-1972 гг. Фонды Мингео КР. Фрунзе (Бишкек). 1976.

Зайд П.В., Савельева В.И., Насатович В.С., Ненахов В.М. Отчет о результатах поисковых работ м-ба 1:50000 на южном склоне Алайского хребта, проведенных Текеликской партией в 1975-79гг. Фонды ЮКГЭ. Ош. 1981.

Замалетдинов Т.С., Трегубов В.Д. Глубинное прогнозно-геодинамическое картирование на Кыргызском геодинамическом полигоне // Отчет Геодинамической партии за 1989-94 гг. Бишкек. 1994. 346 с.

Игнатов Г.Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Иныльчекской площади // Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1:25 000 проводившейся в 1964-66 гг. Фонды Мингео КР. Фрунзе (Бишкек). 1966.

Иордан В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Атджайляуской площади // Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1:25 000 проводившейся в 1965-67 гг. Фонды Мингео КР. Фрунзе (Бишкек). 1967.

Кнауф В.И., Киселев В.И., Кан А.К., Пуркин М.М., Шагаров Е.П., Шагарова В.Б., Щеголева А.П. Геология и полезные ископаемые территории листов К-44-51 и К-44-63 (северной части) // Отчет Восточно-Терскейской поисково-съёмочной партии по работам 1951-1953 гг. Фонды Мингео КР. Фрунзе (Бишкек). 1954.

Ненахов В.М., Абакумова В.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Сох-Аксу // Отчет Куруксайской партии по геологической съемке и поискам м-ба 1:50000, проведенных в 1979-83 гг. Фонды ЮКГЭ. Ош. 1985.

Ненахов В.М., Абакумова Л.Н. и др. Легенда интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Отчет тематического отряда Тенгизбайской ПСП по работам 1983-86 гг. Фонды ЮКГЭ. Ош. 1988.

Туровский С.Д. и др. Изучение распределения во времени и пространстве петрогенетических типов гранитоидов Тянь-Шаня // Научный отчет лаборатории петрологии ИГ АН Киргизской ССР. Фонды ИГ НАН КР. Фрунзе (Бишкек). 1988.

## Приложения

### Приложение А. Фотографии

Рис. А1. Фотографии полированных образцов гранитоидов западного Тянь-Шаня (Узбекистан), выбранных для изотопно-геохимических исследований. См. комментарии в главе 4.

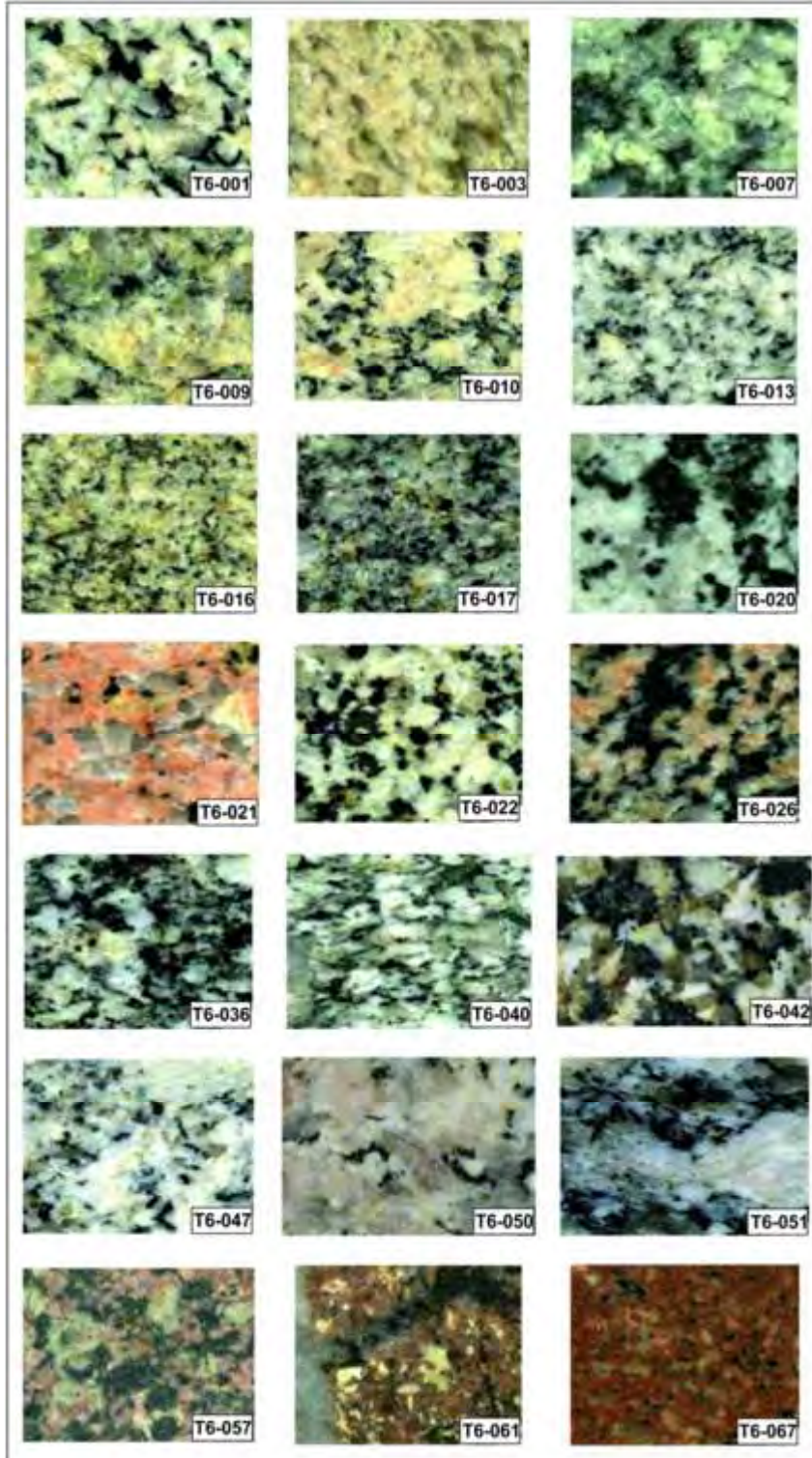




Рис. А1. Продолжение.

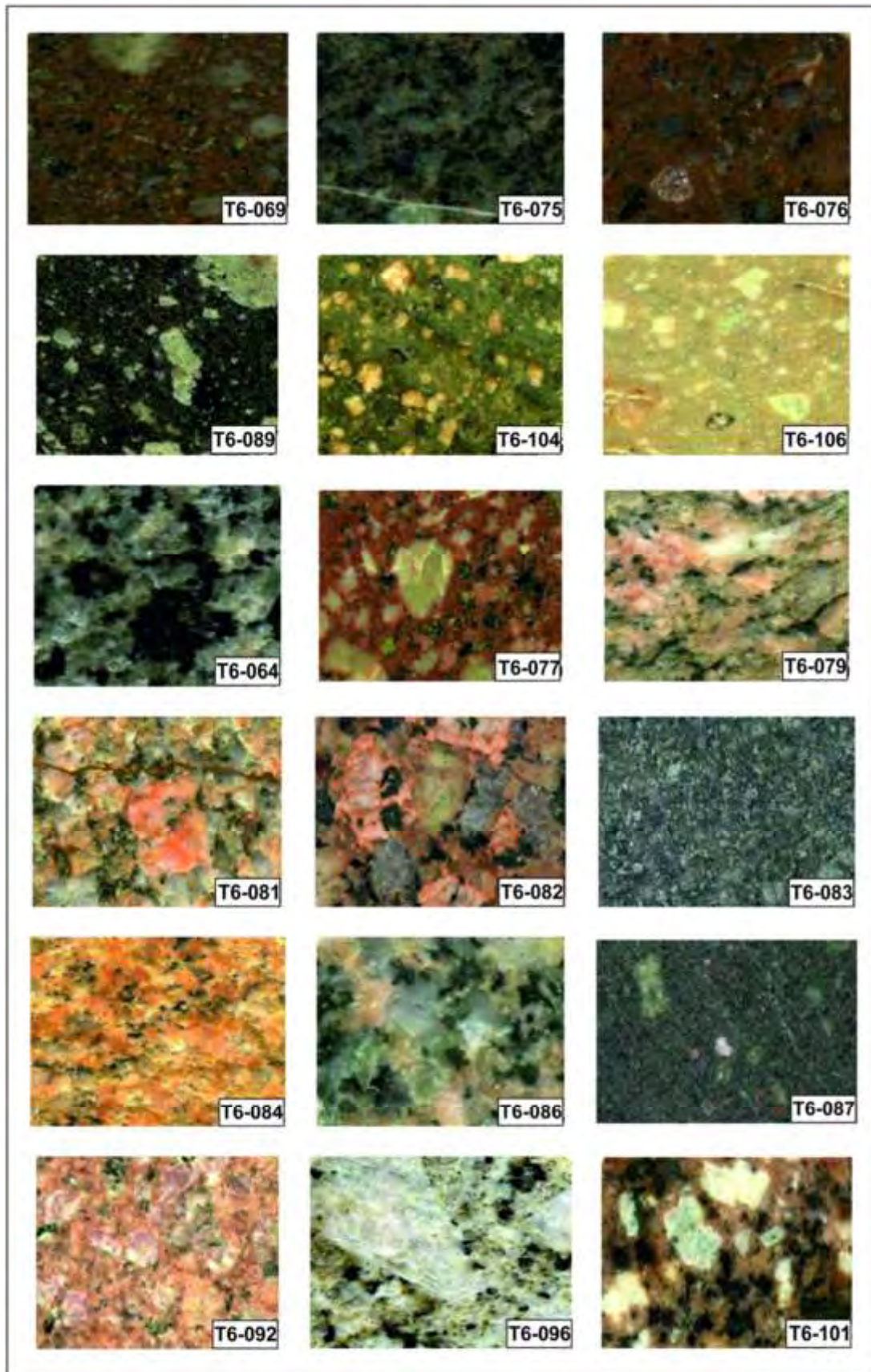




Рис. А2. Микрофотографии шлифов гранитоидов западного Тянь-Шаня (Узбекистан), выбранных для изотопно-геохимических исследований. Фотографии сделаны в поляризованном свете с помощью микроскопа Leica DM 2500 P и камеры Leica DFC 450. См. комментарии в главе 4.

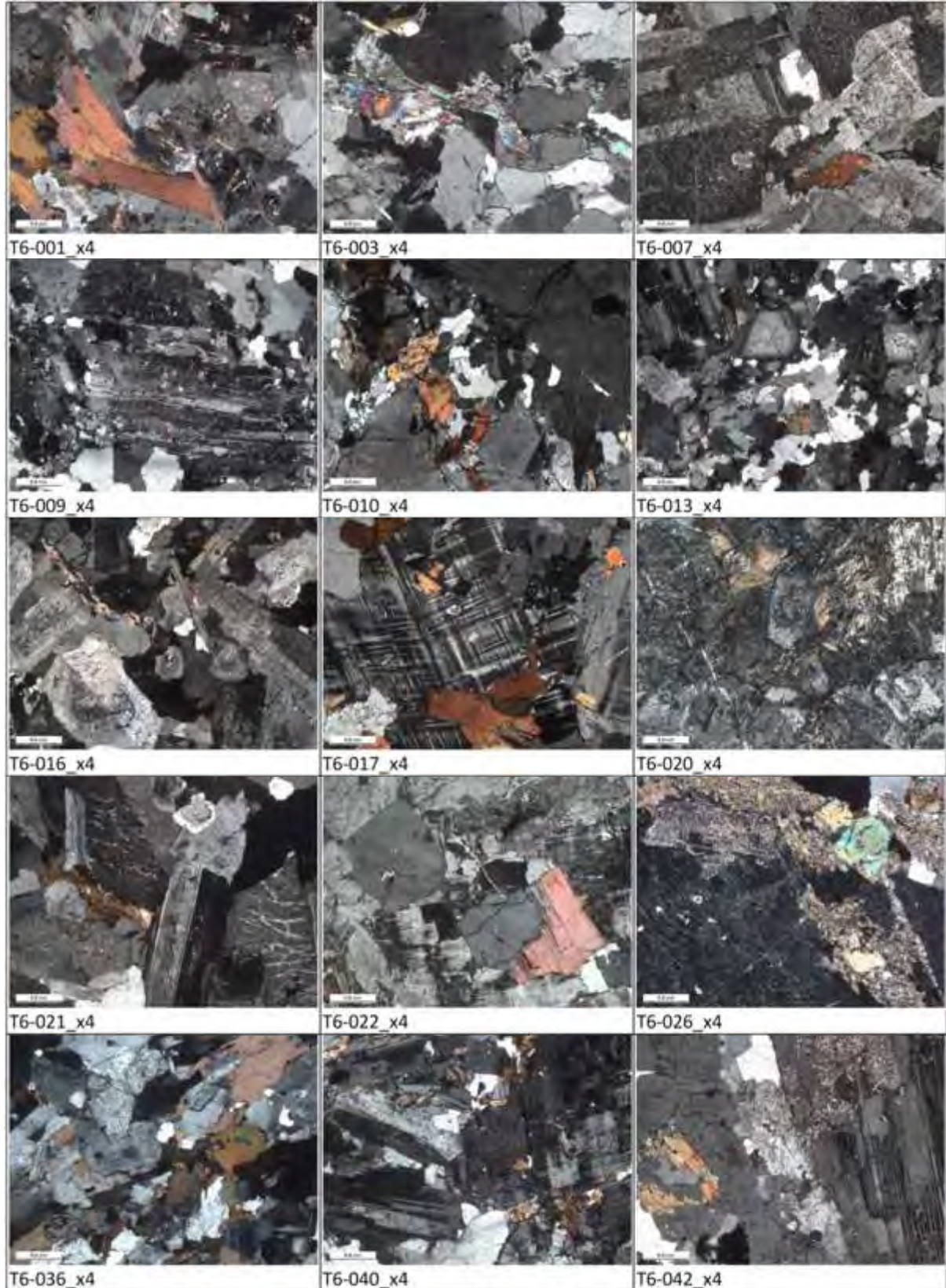




Рис. А2. Продолжение.

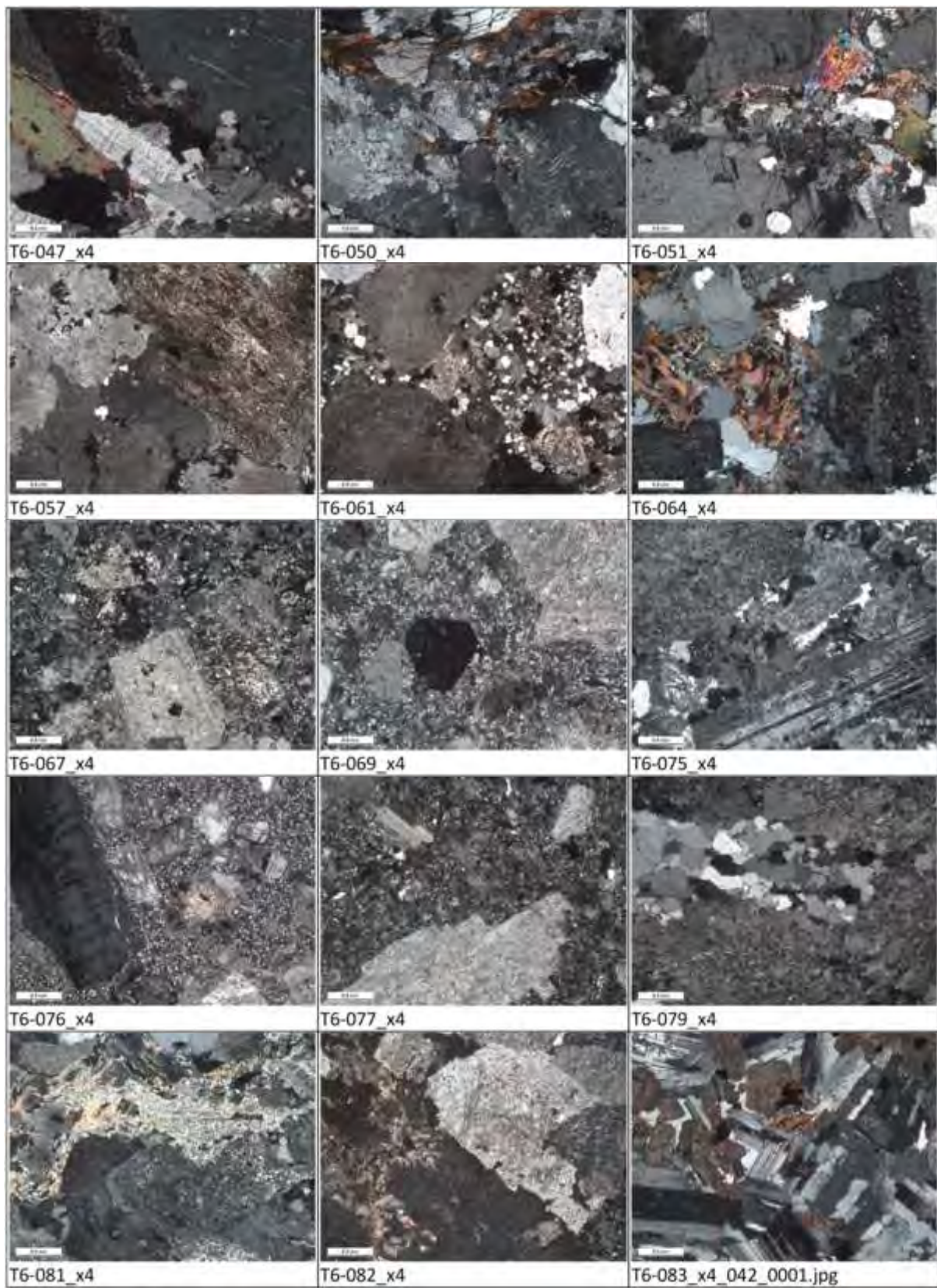
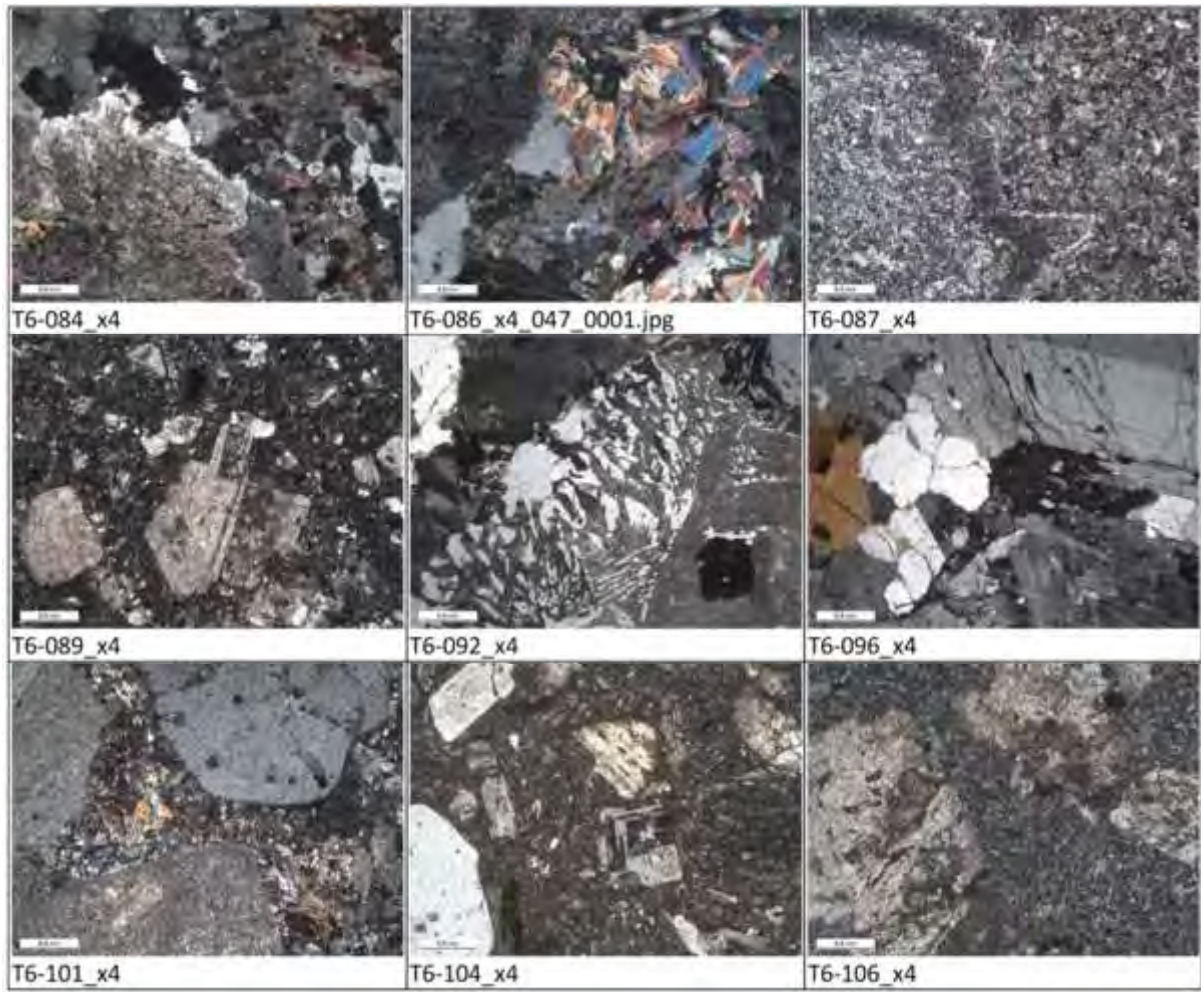


Рис. А2. Продолжение.





## Приложение Б. Химические анализы гранитоидов Тянь-шаня

Таблица Б1. Химический состав гранитоидов Джангартского и Учкошконского подкомплексов Кокшаальского регионального комплекса Южного Тянь-Шаня. См. комментарии в тексте главы 2.

Массив Порода Проба	Акташ монцо- диорит 212305	Джангарт гранит рапакиви 209202	Джангарт гранит рапакиви 208905	Джангарт гранит рапакиви 100192	Акшийрак гранит рапакиви 215701	Акшийрак гибридн сменит 215703	Коккия овоидный гранит 221801
SiO <sub>2</sub>	61,68	66,75	67,36	66,59	65,45	66,71	71,55
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,53	0,51	0,71	0,78	0,20	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,31	14,28	14,91	14,43	13,48	15,50	13,25
FeO <sup>tot</sup>	7,61	4,14	3,41	4,97	6,34	3,02	2,82
MnO	0,12	0,08	0,06	0,08	0,10	0,08	0,06
MgO	1,12	0,56	0,55	0,84	0,81	0,09	0,34
CaO	4,46	2,11	2,37	3,15	3,03	1,52	0,94
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,82	4,56	2,94	3,26	4,34	3,50
K <sub>2</sub> O	3,87	5,28	4,57	4,54	4,29	6,15	4,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,15	0,14	0,21	0,24	0,04	0,07
LOI	0,68	0,59	0,88	0,42	0,63	0,51	0,38
F	0,02	0,31	#	0,03	0,13	#	0,06
Cr	7,8	7,8	11,3	5,7	4,5	2,8	4,7
Ni	5,5	4,0	6,9	3,7	3,1	1,6	2,6
V	40,7	22,1	27,3	42,9	24,0	2,5	12,4
Li	24	75	#	#	61	#	48
Rb	130	285	207	191	202	191	236
Ba	892	580	844	761	593	157	331
Sr	314	129	203	217	171	52	82
Ga	#	22,0	#	20,3	#	#	23,7
Zr	540	392	263	268	300	820	420
Hf	12,40	10,10	6,71	8,94	7,94	17,90	13,40
Y	45,9	61,0	38,1	35,2	70,8	39,1	62,2
Nb	45,0	42,0	35,3	31,4	64,7	78,4	37,4
Ta	2,67	2,64	2,30	1,92	4,30	3,67	2,29
U	2,08	8,95	2,90	1,29	4,16	5,08	5,12
Th	11,6	51,7	19,3	17,1	21,1	27,3	24,3
Pb	66,8	31,9	36,9	19,7	34,0	31,3	46,3
Sn	#	9,6	#	#	#	#	6,6
La	50,7	96,2	54,7	61,3	79,2	154,0	71,9
Ce	110	180	105	120	174	289	138
Pr	13,5	18,6	11,3	13,4	21,1	29,5	15,2
Nd	54,7	62,9	40,4	49,4	81,7	97,4	55,1
Sm	11,60	11,50	7,74	9,46	16,30	14,80	10,80
Eu	3,54	1,24	1,56	1,84	1,94	1,16	0,67
Gd	10,70	10,00	7,08	8,01	14,70	10,80	10,30
Tb	1,65	1,63	1,10	1,17	2,22	1,49	1,71
Dy	9,18	10,50	6,91	6,94	13,30	8,57	11,00
Ho	1,75	2,14	1,33	1,33	2,58	1,58	2,31
Er	4,82	6,39	4,03	3,63	7,31	4,39	6,94
Tm	0,65	0,92	0,56	0,48	1,02	0,61	0,99
Yb	4,17	5,99	3,59	3,25	6,60	4,02	6,72
Lu	0,59	0,84	0,48	0,47	0,93	0,61	0,97
ASI	0,85	0,90	0,89	0,93	0,87	0,93	1,04
Fe(Fe+Mg)	0,79	0,81	0,78	0,77	0,81	0,95	0,82
Ga/Al*10 000		2,91		2,66			3,38

SiO<sub>2</sub> - F вес. %; Cr - Lu ppm; # - элемент не проанализирован

FeO<sup>tot</sup> - общее Fe как FeO; ASI (или A/CNK) = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) мол.; Fe(Fe+Mg) = FeO<sup>tot</sup>/(MgO+FeO<sup>tot</sup>) мол



Таблица Б1. Продолжение

Массив Порода Проба	Коккия овоидный гранит 280701	Коккия овоидный гранит 280500	Коккия мафич. включение 280901	Мудрюм кр. зерн. гранит 220702	Мудрюм грейзenezир. гранит 280301	Мудрюм кр. зерн. гранит 280001	Мудрюм миароловый гранит 220801
SiO <sub>2</sub>	71,18	69,78	64,58	71,16	75,48	73,88	75,23
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,40	0,70	0,33	0,10	0,10	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	13,08	14,78	13,60	12,36	13,09	12,62
FeO	2,59	3,37	4,58	2,48	0,90	1,40	1,22
MnO	0,05	0,07	0,11	0,06	0,01	0,04	0,02
MgO	0,39	0,49	1,37	0,33	0,10	0,06	0,08
CaO	1,42	1,37	2,90	1,57	0,64	0,78	0,69
Na <sub>2</sub> O	4,01	3,96	5,90	3,03	3,70	4,00	2,86
K <sub>2</sub> O	4,93	4,76	3,21	4,82	4,88	4,96	4,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,17	0,10	0,03	0,03	0,03
LOI	1,70	0,59	0,61	0,59	0,77	0,62	0,87
F%	0,18	0,04	0,07	0,15	0,19	0,35	0,22
Cr	5,8	4,9	24,3	4,7	7,8	3,2	5,5
Ni	2,9	3,1	12,2	2,6	4,2	1,7	2,5
V	15,7	15,6	73,3	12,5	4,0	2,2	2,4
Li	#	#	#	118	#	#	67
Rb	251	254	137	302	405	473	423
Ba	335	321	240	484	56	42	47
Sr	92	94	152	144	20	15	20
Ga	24,0	22,7	20,1	20,0	20,8	23,0	20,8
Zr	589	479	232	254	143	157	152
Hf	16,60	13,00	5,98	7,57	5,98	6,74	6,40
Y	69,7	77,2	49,8	36,9	55,0	82,6	49,0
Nb	42,4	48,8	24,0	36,3	45,6	55,8	50,8
Ta	3,65	3,03	1,42	3,04	4,83	5,71	4,12
U	4,85	4,25	3,79	6,04	4,46	5,31	5,74
Th	38,4	35,0	14,4	42,3	48,5	59,9	51,6
Pb	40,7	35,9	49,0	30,5	34,2	43,5	46,9
Sn	8,0	5,7	#	6,3	6,1	#	#
La	89,9	90,6	54,4	61,3	48,5	54,3	42,8
Ce	172	172	112	113	96	112	88
Pr	18,5	18,5	12,9	11,6	10,6	12,6	9,6
Nd	65,0	65,9	47,6	38,8	35,6	43,9	33,1
Sm	12,50	12,70	9,39	6,97	7,18	9,85	6,73
Eu	0,65	0,65	1,05	0,80	0,20	0,18	0,15
Gd	11,70	11,90	8,52	5,97	6,82	9,43	6,39
Tb	1,93	2,02	1,36	0,99	1,23	1,72	1,12
Dy	12,30	12,80	8,70	6,35	8,32	11,70	7,63
Ho	2,52	2,67	1,78	1,29	1,81	2,48	1,61
Er	7,56	8,28	5,37	4,07	5,99	8,20	5,31
Tm	1,10	1,22	0,79	0,61	0,93	1,31	0,83
Yb	7,57	8,27	5,22	4,44	6,72	9,40	5,91
Lu	1,07	1,19	0,76	0,67	0,97	1,40	0,85
A/CNK	0,92	0,92	0,80	1,04	0,99	0,98	1,11
Fe/(Fe+Mg)	0,79	0,79	0,65	0,81	0,83	0,93	0,90
Ga/Al*10 000	3,39	3,28	2,57	2,78	3,18	3,32	3,11

Таблица Б1. Продолжение

Массив Порода Проба	Мудрюм мафич. дайка 280401	Учкошкон кр. зерн. гранит 205401	Учкошкон кр. зерн. гранит 206801	Учкошкон гранит порфир 207601	Учкошкон миароловый гранит 205201	Учкошкон кварц. порфир 206101	Акташ кварц. порфир 212301
SiO2	56,23	74,82	73,77	73,28	72,39	74,33	73,41
TiO2	1,80	0,14	0,22	0,26	0,11	0,06	0,21
Al2O3	14,53	13,05	12,95	13,42	14,08	13,73	12,74
FeO	10,15	1,75	2,24	2,01	1,73	1,05	1,63
MnO	0,16	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,01
MgO	3,46	0,16	0,27	0,22	0,12	0,03	0,14
CaO	6,46	0,95	1,42	1,42	0,72	0,55	0,72
Na2O	3,67	3,64	3,46	2,52	3,14	3,57	2,64
K2O	2,34	4,68	4,76	5,33	5,26	4,97	5,60
P2O5	0,39	0,04	0,07	0,06	0,04	0,03	0,06
LOI	0,46	0,91	0,85	0,95	1,17	0,73	1,43
F%	0,09	0,50	0,37	0,27	0,28	0,61	0,04
Cr	10,9	#	2,6	2,4	1,3	1,8	6,8
Ni	16,4	#	1,3	1,3	1,0	1,4	2,9
V	136,0	#	9,3	8,6	5,9	3,2	10,8
Li	#	202	#	111	#	#	#
Rb	179	496	373	420	567	824	254
Ba	546	212	250	284	235	43	286
Sr	356	47	74	61	48	12	56
Ga	21,0	24,0	22,0	20,5	24,5	28,0	22,5
Zr	227	167	206	264	167	122	213
Hf	5,55	6,80	6,88	8,04	6,47	6,30	6,62
Y	32,8	94,0	62,1	41,6	60,6	65,7	50,7
Nb	24,4	25,9	23,4	26,0	24,6	31,4	36,6
Ta	1,53	4,96	3,30	2,66	3,50	6,85	2,35
U	2,83	10,00	14,80	5,71	15,40	5,72	2,38
Th	11,1	58,9	56,4	50,5	38,3	50,5	23,8
Pb	13,1	34,0	37,0	42,6	43,4	44,5	35,6
Sn	20,2	22,0	9,0	9,7	67,4	19,0	8,7
La	36,6	44,5	55,6	81,9	35,0	24,4	73,1
Ce	73	96	115	159	70	62	152
Pr	8,4	10,8	12,7	16,3	8,5	6,9	16,7
Nd	32,8	41,1	44,2	55,0	31,0	27,7	61,1
Sm	6,67	9,81	9,31	9,53	7,58	7,85	12,30
Eu	1,73	0,41	0,58	0,60	0,39	0,05	1,20
Gd	6,54	10,30	8,54	7,56	8,05	8,02	10,60
Tb	1,01	2,09	1,47	1,16	1,47	1,77	1,58
Dy	6,08	13,80	9,72	7,15	9,85	11,30	9,34
Ho	1,22	2,90	2,05	1,41	2,03	2,31	1,73
Er	3,61	8,74	6,51	4,34	6,45	7,35	4,80
Tm	0,50	1,42	1,00	0,63	0,98	1,27	0,69
Yb	3,44	10,20	7,02	4,36	6,77	9,87	4,37
Lu	0,50	1,52	1,04	0,65	1,00	1,45	0,62
A/CNK	0,71	1,02	0,96	1,07	1,16	1,12	1,09
Fe/(Fe+Mg)	0,62	0,86	0,82	0,84	0,89	0,95	0,87
Ga/Al*10 000	2,73	3,47	3,21	2,89	3,29	3,85	3,34

Таблица Б2. Химический состав гранитоидов Теректинского и Иныльчекского комплексов Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня. См. комментарии в тексте главы 2.

Массив Порода Проба	Теректы лейко- гранит 416702	Теректы гранит 416000	Теректы диорит 416705	Ташкоро лейко- гранит 416500	Ташкоро granite 416506	Ташкоро мафич. включен. 416504	Иныльчек лейко- гранит 416800	Иныльчек лейко- гранит 416801	Майдаадыр лейко- гранит 416803	Майдаадыр гранит порфир 416804
SiO <sub>2</sub>	74,20	68,70	62,90	75,60	71,00	65,20	76,00	75,50	73,00	72,40
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,56	1,01	0,19	0,42	1,11	0,04	0,10	0,22	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	14,70	15,80	12,10	13,80	14,00	12,60	12,80	13,80	13,50
FeO <sup>tot</sup>	1,66	3,10	4,87	1,81	3,33	6,98	1,22	1,65	1,81	2,33
MnO	0,04	0,05	0,08	0,04	0,05	0,13	0,02	0,04	0,04	0,04
MgO	0,05	1,24	2,08	0,05	0,28	0,75	0,05	0,07	0,37	0,38
CaO	1,05	2,08	4,07	1,07	1,84	3,26	0,6	0,85	1,08	1,52
Na <sub>2</sub> O	2,94	3,21	3,83	2,88	2,82	3,75	3,34	3,45	3,09	2,42
K <sub>2</sub> O	5,46	4,58	3,69	5,26	5,29	2,39	5,09	4,68	5,30	5,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<.05	0,18	0,36	<.05	0,13	0,39	<.05	<.05	0,10	0,11
LOI	0,42	1,13	0,67	0,66	0,67	0,78	0,58	0,60	0,83	0,54
Cr	70,8	20,9	45,9	87,3	25,3	83,3	75,4	17,5	14,5	69,1
Ni	1,2	11,1	14,4	1,9	12,7	1,8	1,7	6,9	5,9	1,9
V	16,3	39,8	73,0	4,3	10,7	26,9	<1	3,6	7,8	14,6
Rb	265	189	114	503	434	466	595	464	432	354
Ba	615	683	1430	149	421	434	35	65	256	351
Sr	109	189	518	38	90	100	19	26	57	97
Ga	16,9	17,6	20,2	21,3	23,9	21,2	23,8	23,4	23,9	20,5
Zr	152	187	388	185	269	433	118	180	165	252
Hf	4,53	5,07	8,22	6,89	7,45	10,50	5,47	6,53	4,98	6,27
Y	26,8	61,0	23,4	65,7	51,4	50	90,6	30,7	44,7	21,2
Nb	20,9	21,1	23,2	22,5	28,2	34,4	56,3	36,7	36,8	23,2
Ta	1,58	0,59	0,54	2,88	1,40	2,18	6,19	2,91	2,49	1,75
U	5,58	5,52	2,27	9,83	9,69	6,39	17,6	19,2	9,78	4,51
Th	24,8	23,6	13,5	55,6	55,0	22,9	41,3	58,5	38,5	24,4
Pb	22,4	21,8	18,2	34,0	43,3	24,6	19,5	49,7	35,2	22,1
Sn	3,3	5,1	2,6	19,8	22,4	19,6	15,4	16,4	25,3	33,8
La	47,0	40,7	73,1	57,2	60,1	48,0	24,3	30,2	46,4	42,1
Ce	90	79	132	117	120	102	52	63	96	82
Pr	9,3	8,9	14,1	13,1	14,1	12,4	6,1	7,2	11,0	9,0
Nd	30,9	29,8	48,2	46,6	49,4	46,4	23,2	24,1	37,7	31,3
Sm	6,04	5,97	8,06	10,90	10,40	9,76	6,99	4,92	8,19	5,99
Eu	0,75	0,92	1,68	0,41	1,03	1,15	0,16	0,24	0,55	0,69
Gd	5,47	5,29	6,38	9,77	8,92	9,10	7,77	4,34	7,95	4,91
Tb	0,82	0,82	0,90	1,70	1,48	1,40	1,55	0,74	1,29	0,68
Dy	4,72	4,67	4,25	9,87	8,35	8,18	11,00	4,05	7,06	3,61
Ho	0,90	0,92	0,78	2,10	1,65	1,64	2,45	0,89	1,35	0,68
Er	2,70	2,76	2,28	6,81	4,92	5,06	8,58	2,89	4,18	2,11
Tm	0,43	0,38	0,34	1,02	0,79	0,74	1,49	0,48	0,62	0,30
Yb	2,46	2,65	2,07	6,43	5,50	4,63	8,85	3,65	4,49	1,73
Lu	0,39	0,44	0,32	0,98	0,80	0,68	1,51	0,60	0,70	0,29
ASI	1,06	1,05	0,89	0,98	1,01	0,95	1,04	1,04	1,08	1,03
Fe/(Fe+Mg)	0,95	0,58	0,57	0,95	0,87	0,84	0,93	0,93	0,73	0,77
Ga/Al*10 000	2,38	2,26	2,41	3,33	3,27	2,86	3,57	3,45	3,27	2,87

SiO<sub>2</sub> - LOI вес. %; Cr - Lu ppm; <.05 -конц. Элемента ниже порога определения

ASI=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) мол. Fe/(Fe+Mg)=FeO<sup>tot</sup>/(MgO+FeO<sup>tot</sup>) мол.

Таблица Б3. Химический состав гранитоидов Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня. См. комментарии в тексте главы 3.

Массив Порода Проба	I-тип	S-тип	I-тип и шошнит. гранитоиды					Щелочные		
	Караказык кв. монцод. 3S	Каравшин гранит 4S	Сурметаш монцодиор. 4	Сурметаш сиенит 5	Сурметаш сиенит 6A	Сурметаш монцодиор. 6B	Исфайрам кв. сиенит 9	Исфайрам кв. монцод. 10	Матча Не сиенит 19	Зардалек карбонатит 17
SiO <sub>2</sub>	66.06	72.60	59.90	61.30	61.40	52.10	66.70	65.10	57.50	0,23
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.29	0.49	0.46	0.53	1.31	0.25	0.40	0.45	<0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	14.06	17.30	18.80	18,65	16,95	17.80	16.40	18,45	0,05
FeO <sup>tot</sup>	4.26	1.65	5.40	3.70	3.66	7.72	1.97	1.92	4.58	0,96
MnO	n.d.	n.d.	0,16	0,11	0.10	0,14	0.10	0,06	0,07	0,48
MgO	1.68	0.73	3,11	0,77	0,91	4.40	0,21	0,41	0,05	0,16
CaO	4.15	1.18	5,85	2,02	2,47	7,36	1,11	2,02	2,21	53,20
Na <sub>2</sub> O	2.85	2.71	4,43	4,64	4,39	2,65	5.10	3,89	5,49	0,06
K <sub>2</sub> O	3.85	5.54	1,73	7,16	7.30	4,49	7.10	6,81	7,76	<0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.15	0,14	0,15	0,19	0,48	0,07	0,09	0,01	0,03
LOI	n.d.	n.d.	0,97	0,85	0,55	0,57	0,17	0,82	1,74	43,00
Cr	20	12	110	<10	<10	40	<10	<10	<10	<10
Ni	n.d.	n.d.	9	<1	<1	5	<1	<1	<1	1
V	28	20	64	12	24	147	7	9	<5	<5
Li	37	n.d.	90	50	40	40	30	50	10	<10
Rb	176	275	178	325	331	188	419	275	190	1
Cs	n.d.	n.d.	14,7	13,2	9,4	9,6	9,0	11,2	3,0	0,1
Ba	1200	920	352	786	1015	1410	353	899	1250	469
Sr	433	147	269	259	338	589	123	253	928	3520
Ga	n.d.	n.d.	26	21,8	21,8	20,3	23,5	18,6	21,9	4,3
Zr	108	166	180	630	236	169	493	334	80	2
Hf	6.1	4.1	6,4	12,6	5,1	4,1	9,6	7,8	1,6	<0.2
Y	18	22	64,0	34,1	25,4	28,2	25,2	28,0	5,1	59,8
Nb	19	20	81,8	42,3	32,3	37,9	43,1	42,6	9,5	0,6
Ta	1.7	10,0	3,1	1,6	1,5	1,9	2,2	2,4	0,5	0,4
U	2.6	5.7	12,4	5,1	2,7	3,5	9,0	7,6	0,3	0,3
Th	11	23	46,9	21,3	11,7	13,1	42,9	28,3	0,8	1,2
Cu	n.d.	n.d.	1	3	5	8	1	1	2	1
Pb	49	43	15	30	32	25	31	30	4	43
Zn	n.d.	n.d.	145	77	72	115	57	46	83	55
La	28	30	63,4	61,8	61,8	52,8	107,5	78,4	5,7	54,4
Ce	57	73	147	122	118	102	151	136	11	122
Pr	n.d.	n.d.	17,35	13,00	12,55	11,15	11,8	12,6	1,37	13,8
Nd	n.d.	n.d.	65,1	50,7	45,1	42,6	36,1	44,6	5,4	49,9
Sm	5.4	5.9	13,8	8,2	8,3	7,6	5,6	6,6	1,07	11,0
Eu	1.39	0.40	0,94	1,45	1,97	1,87	0,72	1,18	0,42	1,57
Gd	n.d.	n.d.	10,4	6,6	5,16	6,34	4,20	4,97	0,91	8,63
Tb	0.63	0.62	1,69	1,07	0,85	0,92	0,58	0,83	0,10	1,82
Dy	n.d.	n.d.	10,50	5,89	5,08	4,85	3,65	4,04	0,89	11,1
Ho	n.d.	n.d.	1,85	1,05	0,77	0,86	0,64	0,84	0,18	1,96
Er	n.d.	n.d.	6,21	2,91	2,24	3,04	2,24	2,64	0,55	7,59
Tm	n.d.	n.d.	0,9	0,49	0,38	0,41	0,36	0,40	0,09	1,42
Yb	1.11	0.9	6,68	3,45	2,66	2,43	2,94	3,29	1,02	8,23
Lu	0.3	0.2	0,85	0,40	0,36	0,35	0,47	0,41	0,15	1,03

SiO<sub>2</sub> - LOI вес. %; Cr - Lu ppm; <0.05 - ниже предела опред., n.d. - эл-т не проанализирован  
FeO<sup>tot</sup> - общ. Fe как FeO

Таблица Б4. Геохимические характеристики гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана и основные результаты изотопно-геохимических исследований.

Сокращенные названия террейнов: ЧК – Чаткало-Кураминский блок, Гис – Гиссарский сегмент ЮТШ, Кыз – Кызылкумо-нуратинский сегмент ЮТШ, СУ – Султан-Увайс. Названия пород даны по результатам количественного определения минерального состава в шлифах. Сериальная принадлежность пород определялась с помощью модифицированного индекса Пикока (MALI) в соответствии с диаграммой  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % согласно Frost & Frost (2008). Индекс глиноземистости  $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  мол. Выделение железистых и магнезиальных серий проводилось по индексу железистости в соответствии с диаграммой  $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес. % согласно Frost & Frost (2008). Составы, попадающие в поле «железистых» гранитоидов относятся к толеитовой серии, а составы, попадающие в поле «магнезиальных» гранитоидов – к известково-щелочной. Выделение шошонитовых, высококалиевых, умеренно обогащенных калием и низкокалиевых серий проводилось по диаграмме  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , вес.% согласно Le Maitre et al. (1989). В графе «Возр.» приведены результаты датирования в млн лет, полученные автором. В графе «Возр.(1)» приведены результаты датирования гранитоидов из тех же массивов, опубликованные недавно другими авторами (см. ссылки в главе 4).

№ пробы	P-н	Район отбора пробы, массив	Порода	SiO2	Серия	ASI	Железистость	Калиевость	Y	X
T6-056	ЧК	ЧК регион	кв. монцонит	57,96	щел	0,91	железистый	шошонитовая	39,37994	66,41407
T6-057	ЧК	М-е Кальмакыр, район карьера	измен. кв. сиенит	60,47	щел	1,20	магнезиальный	шошонитовая	40,81254	69,64884
T6-058	ЧК	М-е Кальмакыр, район карьера	андезито-дацит	53,97	щел	0,96	магнезиальный	шошонитовая	40,81309	69,64886
T6-059	ЧК	М-е Кальмакыр, район карьера	измен. кв. сиенит	55,68	щел	1,18	магнезиальный	шошонитовая	40,81269	69,64912
T6-060	ЧК	М-е Кальмакыр, район карьера	измен. кв. сиенит	57,16	щел	1,32	магнезиальный	шошонитовая	40,81269	69,64912
T6-061	ЧК	М-е Кальмакыр, район карьера	граносиенит-порфир	72,69	щел	1,05	магнезиальный	шошонитовая	40,81224	69,64845
T6-062	ЧК	М-е Кальмакыр, район карьера	граносиенит-порфир	69,83	щел	1,11	магнезиальный	шошонитовая	40,81076	69,64921
T6-063	ЧК	Карабаш (хр. Чаткал)	кв. габбро-диорит	53,83	щел-изв	1,04	магнезиальный	шошонитовая	40,80902	69,64782
T6-064	ЧК	Карабаш (хр. Чаткал)	измен. гранодиорит	69,72	щел-изв	1,26	магнезиальный	высоко-К	41,05270	69,71666
T6-065	ЧК	Карабаш (хр. Чаткал)	габбро-диорит	52,40	щел-изв	0,85	магнезиальный	шошонитовая	41,04166	69,70668
T6-066	ЧК	М-е Сарычеку, карьер	габбро	39,78	щел-изв	0,86	магнезиальный	шошонитовая	41,04004	69,69919
T6-067	ЧК	М-е Сарычеку, карьер	гранит-порфир	62,98	щел-изв	1,00	магнезиальный	шошонитовая	40,77561	69,77797
T6-068	ЧК	М-е Сарычеку, карьер	гранит-порфир	62,59	щел-изв	0,85	магнезиальный	шошонитовая	40,77581	69,77823
T6-069	ЧК	М-е Сарычеку, карьер	андезито-дацит	57,62	щел	1,00	магнезиальный	шошонитовая	40,77630	69,77821
T6-070	ЧК	Башкызылсай	гранит-порфир	71,39	щел-изв	1,11	магнезиальный	шошонитовая	40,77629	69,77820
T6-071	ЧК	Башкызылсай	гранит-порфир	64,06	щел-изв	0,95	магнезиальный	шошонитовая	40,76702	69,77926
T6-072	ЧК	Маньчукут (хр. Чаткал)	гранодиорит	62,87	щел-изв	1,17	магнезиальный	шошонитовая	41,17882	69,81492

Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Возр.	Возр. (1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-056								
T6-057	315 <sub>+2</sub>	308 ± 1	0,7046	-0,7	1147	1142	2,63	845
T6-058		308 ± 4						
T6-059		315 ± 1						
T6-060								
T6-061	422 <sub>+4</sub>	416 ± 9	0,7007	-2,5	1213	1363	-1,31	1092
T6-062								
T6-063								
T6-064	420 <sub>+4</sub>		0,6872	6,9	494	516	-3,03	1156
T6-065								
T6-066								
T6-067	304 <sub>+3</sub>	306 ± 3	0,7059	-2,0	973	1243	1,42	882
T6-068		297 ± 3						
T6-069	311 <sub>+3</sub>		0,7061	-1,9	945	1238	1,79	876
T6-070		414,3±6,0						
T6-071								
T6-072								



Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Р-н	Район отбора пробы, массив	Порода	SiO2	Серия	ASI	Железистость	Калиевость	Y	X
T6-073	ЧК	Манычукут (хр. Чаткал)	трахиандезит	60,11	щел-изв	1,09	магнезиальный	шошонитовая	41,18071	69,81122
T6-074	ЧК	Карасай-Калканата	андезито-дацит	56,20	щел	1,18	магнезиальный	шошонитовая	40,97123	70,15783
T6-075	ЧК	Карасай-Калканата	андезито-дацит	60,22	щел-изв	1,24	магнезиальный	шошонитовая	40,97096	70,15781
T6-076	ЧК	Карасай-Калканата	андезито-дацит	69,24	щел-изв	1,11	магнезиальный	шошонитовая	41,01717	69,99235
T6-077	ЧК	Район м-ва Кызылалмасай	кв. диорит-порфир	60,92	щел-изв	0,99	магнезиальный	шошонитовая	41,02461	69,98165
T6-078	ЧК	Район м-ва Кызылалмасай	микродиорит-порфир	56,05	щел-изв	0,94	магнезиальный	высоко-К	41,02520	69,97542
T6-079	ЧК	Район м-ва Кызылалмасай	гранодиорит-порфир	66,77	щел-изв	1,13	магнезиальный	шошонитовая	41,02654	69,97414
T6-086	ЧК	Район м-ва Кызылалмасай	гранит	62,65	щел	1,19	магнезиальный	шошонитовая	0,00000	0,00000
T6-087	ЧК	Район м-ва Кызылалмасай	андезито-базальт	48,14	щел	0,82	магнезиальный	шошонитовая	0,00000	0,00000
T6-080	ЧК	Карабау (хр. Чаткал)	граносиенит-порфир	64,78	щел-изв	0,97	магнезиальный	высоко-К	41,04417	70,04241
T6-081	ЧК	Карабау (хр. Чаткал)	катакл. гранит	67,00	щел-изв	1,01	магнезиальный	шошонитовая	41,05226	70,04209
T6-082	ЧК	Наусалисай (хр. Чаткал)	гранит	64,07	щел-изв	0,98	магнезиальный	шошонитовая	41,01500	69,94464
T6-083	ЧК	Акча (хр. Чаткал)	диабаз	46,13	изв	0,75	магнезиальный	высоко-К	40,95497	69,86140
T6-084	ЧК	Акча (хр. Чаткал)	гранит	73,61	щел-изв	1,02	магнезиальный	шошонитовая	40,96062	69,87066
T6-085	ЧК	Акча (хр. Чаткал)	гранит	62,02	щел-изв	0,79	железистый	шошонитовая	40,95136	69,86306
T6-088	ЧК	Кайрагач	измен. андезит-дацит	55,93	щел-изв	0,73	магнезиальный	шошонитовая	40,97103	70,15787
T6-089	ЧК	Кайрагач	измен. андезит-дацит	55,16	щел-изв	0,91	магнезиальный	шошонитовая	40,97103	70,15787
T6-090	ЧК	Кайрагач	андезит	57,55	щел	1,08	магнезиальный	шошонитовая	40,96766	70,15843
T6-091	ЧК	Акчасай (хр. Чаткал)	кв. монцодиорит	65,88	щел-изв	1,11	магнезиальный	шошонитовая	41,01717	69,99235
T6-092	ЧК	Акчасай (хр. Чаткал)	микрпегматит	72,91	щел-изв	1,14	железистый	шошонитовая	41,29137	70,43772
T6-093	ЧК	Акчасай (хр. Чаткал)	кв. диорит	54,03	изв-щел	0,94	магнезиальный	умеренно-К	41,29056	70,43643
T6-094	ЧК	ЧК регион	гранит	72,31	щел-изв	1,05	железистый	шошонитовая	41,29137	70,43772
T6-095	ЧК	Арашан	гранит-порфир	69,50	щел-изв	1,00	железистый	шошонитовая	41,29056	70,43643
T6-096	ЧК	Арашан	катакл. гранит	72,56	щел-изв	1,06	железистый	шошонитовая	41,29056	70,43643
T6-097	ЧК	Арашан	катакл. гранит	72,92	щел-изв	1,06	железистый	шошонитовая	41,29056	70,43643
T6-098	ЧК	Суренатинский	кв. монцодиорит	59,09	щел-изв	0,98	магнезиальный	высоко-К	41,23482	69,51042
T6-099	ЧК	Чадак	кв. монцонит	64,00	щел-изв	1,00	магнезиальный	шошонитовая	41,02490	70,42520
T6-100	ЧК	Чадак	кв. монцонит	64,11	щел-изв	1,01	магнезиальный	шошонитовая	41,01310	70,43330
T6-101	ЧК	Пирмираб	гранит-порфир	63,07	щел-изв	1,08	магнезиальный	шошонитовая	41,00220	70,44480
T6-102	ЧК	Актеле	гранофир	70,64	щел	1,05	железистый	шошонитовая	41,03000	70,36280
T6-103	ЧК	Джусалы-Актеле	диабаз	41,33	щел-изв	0,64	железистый	шошонитовая	41,03100	70,36290
T6-104	ЧК	Кочбулак	андезито-дацит	61,28	щел	1,25	магнезиальный	шошонитовая	40,55599	70,06010
T6-105	ЧК	Кочбулак	туф андезит-дацита	61,34	щел	1,13	магнезиальный	высоко-К	0,00000	0,00000
T6-106	ЧК	Кочбулак	измен. андезит-дацит	66,40	щел-изв	0,91	железистый	шошонитовая	40,55451	70,06812



Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Возр.	Возр. (1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-073								
T6-074								
T6-075	429±4		0,7056	-5,1	1463	1563	-5,99	1281
T6-076	416±4		0,7057	-3,9	1240	1469	-1,77	1105
T6-077	314±4		0,7065	-0,7	941	1144	4,19	780
T6-078								
T6-079	429±7		0,7175	-0,8	1099	1236	-2,99	1187
T6-086	428±6		0,7045	-5,1	1383	1567	-2,95	1176
T6-087	309±5		0,7066	0,7	855	1020	4,04	779
T6-080								
T6-081	314.4±3.4						0,78	1310
T6-082	318±5		0,7057	-0,7	917	1149	4,92	758
T6-083	320±3						7,10	880
T6-084	401±5		0,6960	-4,7	1189	1519	4,42	865
T6-085								
T6-088								
T6-089	308±3		0,7048	-0,9	955	1153	2,15	862
T6-090								
T6-091								
T6-092	397±3		0,7046	-0,1	917	1152	4,29	865
T6-093								
T6-094								
T6-095								
T6-096	289±3		0,7034	-3,7	1211	1367	-1,15	981
T6-097								
T6-098								
T6-099								
T6-100								
T6-101	302±4		0,7064	-3,4	1079	1353	-0,37	952
T6-102								
T6-103								
T6-104	301±3	301 ± 4	0,7060	-2,7	1066	1295	-0,22	950
T6-105								
T6-106	299±3		0,7062	-3,2	1029	1337	-2,54	1038

Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Р-н	Район отбора пробы, массив	Порода	SiO <sub>2</sub>	Серия	ASI	Железистость	Калиевость	Y	X
T6-030	ГИС	Актосты	катакл. гранит	66,59	щел-изв	1,12	магнезиальный	высоко-К	38,95067	67,33812
T6-031	ГИС	Актосты	катакл. гранит	71,87	щел-изв	1,07	железистый	шошонитовая	38,94787	67,35500
T6-032	ГИС	Сырдарья	гранит	71,71	щел-изв	1,02	магнезиальный	высоко-К	38,94787	67,35500
T6-045	ГИС	Бат. Каратюбе, м-в Лолабулак	гранит	69,50	щел-изв	1,05	магнезиальный	высоко-К	39,42741	67,03220
T6-046	ГИС	Бат. Каратюбе, м-в Лолабулак	катакл. гранит	74,28	щел-изв	1,19	магнезиальный	высоко-К	39,37370	66,99376
T6-047	ГИС	Батолит Каратюбе	гранит	69,59	щел	1,02	магнезиальный	шошонитовая	39,30233	66,92273
T6-048	ГИС	Бат. Каратюбе, м-в Лолабулак	биотит-плаг гнейс	56,48	щел	0,94	магнезиальный	шошонитовая	39,30232	66,92266
T6-049	ГИС	Бат. Каратюбе, м-в Лолабулак	гранит	70,94	щел-изв	1,03	магнезиальный	высоко-К	39,28959	66,90368
T6-050	ГИС	Западногиссарский батолит	гранит	70,51	щел-изв	1,00	магнезиальный	шошонитовая	38,95059	67,33756
T6-051	ГИС	Западногиссарский батолит	гранит	70,03	щел-изв	1,06	магнезиальный	шошонитовая	38,95037	67,35401
T6-052	ГИС	Западногиссарский батолит	габбро-диорит	54,11	щел-изв	0,92	магнезиальный	шошонитовая	38,94653	67,35216
T6-053	ГИС	Западногиссарский батолит	тоналит	67,65	изв	1,01	магнезиальный	умеренно-К	38,95854	67,33387
T6-054	ГИС	Западногиссарский батолит	плагiogранит	58,24	изв	0,97	железистый	умеренно-К	38,96278	67,33666
T6-055	ГИС	Бат. Каратюбе, м-в Лолабулак	пегматит	70,72	щел	1,07	железистый	шошонитовая	39,37994	66,41407
T6-010	Кыз	Саутбай	кв. монцонит	65,93	щел-изв	0,90	магнезиальный	шошонитовая	42,14772	64,10501
T6-011	Кыз	Турбай	кв. монцодиорит	66,23	щел-изв	1,04	магнезиальный	умеренно-К	42,21566	64,17090
T6-012	Кыз	Кокпатас	кв. монцодиорит	63,44	щел-изв	0,88	магнезиальный	высоко-К	42,22722	63,88897
T6-107	Кыз	Амантайтау	дайка спессартита	55,74	щел	1,43	магнезиальный	высоко-К	38,96257	67,33671
T6-033	Кыз	Амантайтау	дайка спессартита	49,11	щел-изв	0,65	магнезиальный	шошонитовая	38,96257	67,33671
T6-013	Кыз	Бокалы	лейкотоналит	67,20	изв	1,05	магнезиальный	умеренно-К	42,67130	63,38849
T6-014	Кыз	Бокалы	тоналит-порфир	65,66	щел-изв	1,03	магнезиальный	умеренно-К	42,67274	63,38929
T6-015	Кыз	Бокалы	трондьемит	62,34	изв-щел	0,97	магнезиальный	умеренно-К	42,67371	63,38864
T6-016	Кыз	Трубка Карашохо	гранит	64,63	щел	1,01	магнезиальный	шошонитовая	42,28113	63,92085
T6-017	Кыз	Алтынтау	двуслюдяной гранит	71,80	щел-изв	1,08	магнезиальный	высоко-К	42,18184	63,57055
T6-018	Кыз	Алтынтау	двуслюдяной гранит	69,84	щел-изв	1,08	магнезиальный	высоко-К	42,18215	63,57530
T6-019	Кыз	Аджыкты	биотит-амф гранит	68,29	щел-изв	1,01	железистый	шошонитовая	41,67140	64,28581
T6-020	Кыз	Офиолит Тескудук	диорит	49,19	щел-изв	0,94	магнезиальный	умеренно-К	41,65230	64,33192
T6-021	Кыз	Тамды	лейкогранит	74,98	щел-изв	1,02	железистый	высоко-К	41,68131	64,29055
T6-022	Кыз	Ауминзатау	кв монцонит	67,95	щел-изв	1,02	магнезиальный	высоко-К	41,19955	63,53968
T6-023	Кыз	Ауминзатау	гранит	69,64	щел-изв	1,07	магнезиальный	высоко-К	41,21181	63,53227
T6-024	Кыз	Тасказган	габбро	42,64	изв	0,47	магнезиальный	шошонитовая	40,92616	63,26231
T6-025	Кыз	Шурук	плагiogранит	68,17	щел-изв	1,05	магнезиальный	умеренно-К	40,73852	63,74735
T6-026	Кыз	Кынгыр	монцодиорит-порфир	62,54	щел-изв	0,93	магнезиальный	шошонитовая	40,65723	66,23526

Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Возр.	Возр. (1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-030								
T6-031								
T6-032								
T6-045								
T6-046								
T6-047	269±4		0,7081	-5,3	1223	1469	-2,02	997
T6-048								
T6-049								
T6-050	321±2		0,7054	-2,2	983	1270	0,86	922
T6-051	298±5		0,7045	-1,9	977	1234	0,50	937
T6-052								
T6-053								
T6-054								
T6-055								
T6-010	288±3		0,7069	-1,8	973	1218	0,71	894
T6-011								
T6-012								
T6-107								
T6-033								
T6-013	282±6		0,7042	2,9	657	812	12,48	423
T6-014								
T6-015								
T6-016	276±4						5,50	970
T6-017	286±3	281 ± 2	0,7062	-2,1	1136	1237	2,28	841
T6-018								
T6-019								
T6-020	438±6		0,7066	5,2	1307	707	15,96	505
T6-021	274±2	ca. 290	0,7010	-2,8	1150	1285	-0,27	933
T6-022	286±2		0,7067	-2,9	1100	1298	0,01	929
T6-023								
T6-024								
T6-025								
T6-026	294±2		0,7055	-2,0	1031	1237	-0,25	941

Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Р-н	Район отбора пробы, массив	Порода	SiO <sub>2</sub>	Серия	ASI	Железистость	Калиевость	Y	X
T6-028	Кыз	Кынгыр	двуслюдяной гранит	66,76	щел-изв	1,08	магнезиальный	шошонитовая	40,64167	66,23333
T6-027	Кыз	Тозбулак	лейкогранит	72,13	щел-изв	1,03	железистый	шошонитовая	40,65723	66,23526
T6-029	Кыз	Тозбулак	сиенит	54,74	щел	0,88	железистый	шошонитовая	40,64253	66,23157
T6-034	Кыз	Заркайнар-Нурата	кв. монцонит	62,39	щел	0,91	магнезиальный	шошонитовая	40,52967	65,62750
T6-035	Кыз	Актау	гранит	77,72	щел-изв	1,05	железистый	высоко-К	40,42359	66,00462
T6-036	Кыз	Актау	гранодиорит	68,79	изв	0,97	магнезиальный	умеренно-К	40,42432	66,00545
T6-037	Кыз	Темиркобук (Шуракский к-с)	плагиогранит	66,15	изв-щел	1,00	магнезиальный	умеренно-К	40,67669	66,24274
T6-038	Кыз	Темиркобук (Шуракский к-с)	гранит-аплит	76,42	щел-изв	1,03	магнезиальный	высоко-К	40,67651	66,24876
T6-039	Кыз	Мадават (Каттаичский к-с)	монцогаббро	53,03	щел-изв	0,64	магнезиальный	шошонитовая	40,65724	66,23522
T6-040	Кыз	Мадават (Каттаичский к-с)	кв. монцонит	65,72	щел-изв	0,95	магнезиальный	высоко-К	40,64252	66,23154
T6-041	Кыз	Кошрабад	монцонит	56,73	щел	0,84	железистый	шошонитовая	40,36318	66,69456
T6-042	Кыз	Кошрабад	кв. монцонит	65,42	щел-изв	0,99	железистый	шошонитовая	40,38393	66,69488
T6-043	Кыз	Кошрабад	габбро-диорит	53,26	щел-изв	0,75	железистый	высоко-К	40,36085	66,69467
T6-044	Кыз	Чагатай	карбонатит	20,60	изв-щел	0,10	железистый	шошонитовая	40,22233	66,58616
T6-001	СУ	Актау-вост часть	плагиогранит		изв-щел	1,07	магнезиальный	умеренно-К	40,54752	65,62846
T6-002	СУ	Актау-зап часть	плагиогранит		изв	1,02	магнезиальный	умеренно-К	40,46545	66,05654
T6-003	СУ	Истемесские гнейсы	гнейсо-гранит		щел	1,15	магнезиальный	шошонитовая	40,30298	66,51831
T6-004	СУ	Истемесские гнейсы	гнейсо-гранит		щел-изв	1,06	магнезиальный	умеренно-К	40,26473	66,50922
T6-005	СУ	Тебинбулак	метагаббро		изв-щел	0,73	железистый	умеренно-К	40,32981	66,73574
T6-006	СУ	Тебинбулак	анортозит		щел	1,34	железистый	умеренно-К	40,33307	66,69476
T6-007	СУ	Шейхджейли	гранит		изв	1,06	магнезиальный	низко-К	40,36073	66,69343
T6-008	СУ	Джамансай	монцодиорит		щел	0,90	железистый	шошонитовая	40,38247	66,69816
T6-009	СУ	Кахралысай	плагиогранит		изв	1,04	магнезиальный	низко-К	40,41664	66,69047

Таблица Б4. Продолжение

№ пробы	Возр.	Возр. (1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-028								
T6-027								
T6-029								
T6-034								
T6-035								
T6-036	275.7±7	276 ± 9					5,31	960
T6-037		281 ± 1						
T6-038								
T6-039								
T6-040	273±3	287 ± 2	0,7091	-5,3	1184	1474	-3,76	1057
T6-041								
T6-042	283±2	286 ± 2	0,7083	-3,6	1239	1353	1,22	870
T6-043								
T6-044								
T6-001	277±3.1						11,04	630
T6-002								
T6-003	311±4						5,45	1010
T6-004								
T6-005								
T6-006								
T6-007	382±4		0,7048	7,0	492	474	14,34	482
T6-008								
T6-009	504.7±6						12,71	670

Таблица Б5. Химические составы гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана. Описание проб дано в Таблице Б4 и в тексте главы 4.

№ пробы	Координаты		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnp @ 1000°C
	Y	X	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
T6-001	42,02500	60,51333	67,10	0,31	16,31	2,28	0,038	1,10	3,36	4,38	1,92	0,12	0,003	0,99
T6-002	42,03417	60,40722	68,24	0,42	17,51	3,62	0,042	1,79	4,59	4,32	1,80	0,22	0,005	0,65
T6-003	42,00306	60,52222	69,72	0,03	15,57	0,45	0,051	0,11	0,66	3,88	5,73	0,18	0,003	0,63
T6-004	42,00333	60,51722	65,99	0,50	16,16	2,67	0,034	1,03	3,32	4,77	1,39	0,15	0,002	0,94
T6-005	42,14250	60,40194	48,06	0,66	20,09	9,60	0,169	3,33	11,34	4,16	0,36	0,35	0,002	0,46
T6-006	42,14389	60,40667	57,45	0,10	24,24	1,08	0,016	0,10	1,03	8,55	2,02	0,05	0,002	1,53
T6-007	42,12111	60,28778	67,65	0,40	14,39	3,73	0,052	1,40	2,75	4,81	0,76	0,09	0,003	2,61
T6-008	42,08417	60,48972	57,94	0,33	19,51	3,27	0,120	0,67	4,11	6,32	3,74	0,14	0,002	0,84
T6-009	42,02361	60,70778	76,45	0,18	12,81	2,10	0,065	0,50	1,25	5,66	0,70	0,05	0,003	1,13
T6-010	42,14772	64,10501	65,93	0,43	14,89	2,88	0,041	2,52	2,84	3,75	5,09	0,19	0,019	0,81
T6-011	42,21566	64,17090	66,23	0,45	16,14	3,11	0,051	1,19	3,19	4,50	2,43	0,20	0,003	0,72
T6-013	42,67130	63,38849	67,20	0,28	15,81	2,66	0,041	1,26	3,43	4,31	1,78	0,14	0,004	0,52
T6-014	42,67274	63,38929	65,66	0,30	15,65	2,66	0,039	1,06	3,45	4,18	2,05	0,16	0,003	2,35
T6-015	42,67371	63,38864	62,34	0,41	17,58	3,66	0,033	2,16	4,93	4,89	1,24	0,18	0,004	0,71
T6-016	42,28113	63,92085	64,63	0,35	14,53	2,31	0,026	1,78	1,84	4,17	4,04	0,17	0,009	2,41
T6-017	42,18184	63,57055	71,80	0,29	15,08	1,98	0,040	0,54	1,85	3,99	3,92	0,20	0,003	0,51
T6-018	42,18215	63,57530	69,84	0,28	14,84	1,86	0,035	0,51	1,63	3,88	4,23	0,16	0,003	0,57
T6-019	41,67140	64,28581	68,29	0,38	14,01	3,05	0,040	0,43	1,48	3,61	5,00	0,10	0,003	0,63
T6-020	41,65230	64,33192	49,19	0,21	22,31	5,59	0,093	4,88	8,86	3,99	1,05	0,03	0,013	2,85
T6-021	41,68131	64,29055	74,98	0,10	12,39	1,40	0,014	0,08	0,56	3,35	5,23	0,02	0,002	0,70
T6-022	41,19955	63,53968	67,95	0,51	15,00	3,48	0,050	1,25	2,46	3,62	4,12	0,19	0,005	0,79
T6-023	41,21181	63,53227	69,64	0,30	14,54	1,65	0,018	0,59	1,45	3,73	4,56	0,10	0,004	0,67
T6-024	40,92616	63,26231	42,64	0,96	15,86	6,57	0,089	6,63	16,81	0,98	1,66	0,10	0,068	3,26
T6-025	40,73852	63,74735	68,17	0,21	14,86	1,58	0,024	0,85	2,32	4,08	3,02	0,08	0,006	2,02
T6-026	40,65723	66,23526	62,54	0,50	14,95	4,29	0,063	2,64	3,56	2,72	5,06	0,23	0,016	2,76
T6-027	40,65723	66,23526	72,13	0,11	13,07	1,31	0,022	0,15	0,99	3,05	5,44	0,04	0,004	0,60
T6-028	40,64167	66,23333	66,76	0,26	15,20	1,70	0,024	0,88	2,38	2,96	4,72	0,17	0,005	1,17
T6-029	40,64253	66,23157	54,74	0,31	21,07	5,76	0,125	0,15	2,65	7,72	6,13	0,07	0,001	0,77
T6-030	38,95067	67,33812	66,59	0,48	14,48	2,88	0,036	1,20	2,01	3,14	4,00	0,21	0,007	2,22
T6-031	38,94787	67,35500	71,87	0,12	13,63	1,21	0,013	0,17	0,81	3,14	5,72	0,04	0,003	0,90



Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	Co	Ni	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	U	Th	Pb	Sn	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T6-001	5,7	4	38	1,2	41,0	738,5	611,8	17,3	88,8	2	6,0	4,7	0,4	0,9	5,4	7,7	2	28,9
T6-002	10,7	15	72	1,8	40,7	765,1	840,7	22,4	109,9	3	7,3	4,2	0,4	1,2	3,9	5,2	2	38,3
T6-003	1,4	2	<5	2,6	132,4	868,5	150,9	11,3	30,9	2	13,5	2,2	0,7	1,4	0,9	4,5	2	3,6
T6-004	4,1	2	41	4,1	58,1	632,2	759,7	20,4	115,1	3	5,0	10,2	0,8	1,6	5,5	5,5	2	2,6
T6-005	26,7	8	245	0,6	1,7	632,6	1793,8	20,6	25,7	1	14,3	1,3	<0,1	0,2	2,7	2,0	1	35,9
T6-006	1,7	<1	29	0,4	16,5	5775,4	998,4	17,7	29,5	<1	2,0	2,3	<0,1	0,7	<0,1	4,0	<1	1,8
T6-007	8,2	6	63	0,7	10,3	195,5	153,0	14,0	115,7	3	25,5	2,0	0,1	0,9	1,7	1,8	2	25,2
T6-008	4,0	2	49	0,5	66,9	2892,5	1634,8	23,9	276,3	7	21,3	18,4	1,0	10,0	13,7	30,3	2	9,2
T6-009	2,3	1	13	0,9	10,1	183,2	87,4	13,9	107,4	5	44,4	2,3	<0,1	0,5	2,8	2,1	2	0,7
T6-010	10,7	51	43	10,9	194,1	1329,4	539,1	22,2	226,3	7	21,5	26,8	3,7	8,9	27,8	10,5	3	3,4
T6-011	6,0	4	43	2,5	69,2	746,7	452,7	20,1	133,6	5	17,1	11,8	1,1	2,2	11,3	4,2	3	3,3
T6-013	6,3	9	45	0,8	40,4	870,7	654,4	16,5	82,9	3	5,5	5,1	0,3	1,0	6,1	1,9	3	2,7
T6-014	6,1	7	45	0,6	34,4	758,1	765,6	17,4	119,4	3	5,4	6,8	0,4	1,5	4,9	4,3	<1	70,2
T6-015	10,8	23	82	0,5	24,2	725,1	801,0	18,1	80,9	3	7,0	5,1	0,3	0,8	3,0	1,9	<1	2,9
T6-016	5,8	36	41	1,5	140,7	1046,6	358,8	24,1	129,8	5	32,4	28,0	3,7	18,7	10,2	20,1	12	23,5
T6-017	2,4	2	22	9,1	170,7	629,0	191,9	20,6	126,8	4	19,6	19,4	2,3	5,8	10,7	3,6	8	1,9
T6-018	2,2	<1	20	12,0	189,2	775,4	193,4	23,0	132,3	5	32,0	18,8	2,6	6,8	11,9	4,6	8	3,2
T6-019	3,0	<1	14	7,5	203,0	585,3	115,6	23,1	242,7	8	49,8	17,5	2,1	8,1	19,8	12,3	11	4,0
T6-020	20,3	24	90	1,1	26,0	450,2	291,9	13,5	12,4	1	6,2	<0,5	<0,1	0,2	3,0	6,2	1	3,9
T6-021	0,5	1	<5	6,0	249,6	48,0	20,7	23,0	166,1	7	62,0	18,7	2,8	10,3	18,1	20,8	7	1,1
T6-022	6,8	10	42	8,9	162,1	875,0	238,4	20,5	168,6	6	29,5	14,8	1,6	4,0	13,7	13,1	6	11,9
T6-023	3,2	5	23	8,3	195,3	911,1	185,8	23,0	202,8	7	12,2	10,6	1,6	8,2	11,8	9,4	5	6,6
T6-024	33,8	61	82	1,9	64,4	189,2	345,7	14,9	125,0	5	17,2	3,4	0,1	1,1	6,7	19,5	2	50,7
T6-025	4,3	8	22	1,7	76,7	962,9	602,9	17,8	81,5	3	3,5	3,3	0,1	1,9	3,0	25,3	<1	0,9
T6-026	12,5	30	78	16,1	187,7	890,8	582,0	16,6	168,7	6	16,6	9,7	0,8	3,7	15,6	13,7	2	10,0
T6-027	1,5	4	<5	11,6	225,9	229,7	40,1	15,7	111,8	5	41,0	6,1	0,8	3,9	15,3	8,5	6	4,8
T6-028	3,6	14	14	10,4	212,1	431,5	144,0	20,4	102,0	4	10,0	7,7	1,0	4,1	10,7	11,9	7	4,9
T6-029	3,4	<1	<5	2,9	308,6	386,0	117,5	22,2	122,7	4	18,7	5,8	0,6	0,8	6,4	3,2	6	7,8
T6-030	5,6	18	27	5,4	160,3	548,9	150,4	17,3	173,5	6	22,4	8,4	0,8	2,4	12,2	18,8	5	8,8
T6-031	1,5	16	<5	4,6	230,1	335,6	42,4	17,1	90,7	4	33,3	6,3	1,0	4,8	10,6	8,0	6	6,5

Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
T6-001	14.9	27.5	3.2	11.4	2.0	0.5	1.6	0.2	1.1	0.3	0.6	<0.1	0.6	0.1	2.92	1.08	1.07
T6-002	16.9	31.7	3.7	14.1	2.5	0.8	1.9	0.3	1.3	0.3	0.7	0.1	0.6	0.1	3.42	1.32	1.45
T6-003	4.3	9.6	1.2	4.7	1.4	0.5	1.8	0.4	1.9	0.4	1.2	0.2	1.2	0.2	0.44	0.63	1.29
T6-004	28.3	50.6	5.7	19.6	3.4	1.0	2.2	0.3	1.0	0.2	0.4	<0.1	0.3	<0.1	11.62	3.09	1.48
T6-005	17.3	37.0	5.0	21.6	4.3	1.7	4.1	0.5	2.8	0.5	1.3	0.2	1.0	0.1	2.08	1.69	1.57
T6-006	3.0	5.9	0.7	2.2	0.3	0.7	0.4	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	1.70	0.72	8.41
T6-007	10.6	22.4	3.1	10.9	2.7	0.8	3.2	0.6	3.8	0.8	2.6	0.4	2.6	0.5	0.49	0.52	1.09
T6-008	37.3	73.0	8.4	31.4	6.2	1.7	4.8	0.6	3.2	0.6	1.7	0.3	1.7	0.3	2.66	1.19	1.22
T6-009	6.9	17.6	2.8	12.4	3.5	0.7	4.5	1.0	6.2	1.5	4.6	0.7	4.7	0.8	0.18	0.40	0.74
T6-010	60.2	108.4	11.6	38.6	6.8	1.4	5.7	0.7	3.6	0.7	1.8	0.3	1.8	0.3	4.04	1.31	0.90
T6-011	26.8	51.5	6.1	21.0	3.7	1.0	3.6	0.5	2.6	0.5	1.5	0.2	1.5	0.2	2.24	1.04	1.07
T6-013	14.8	25.8	2.9	9.6	1.7	0.5	1.6	0.2	1.1	0.2	0.5	<0.1	0.4	<0.1	4.30	1.63	1.29
T6-014	18.8	34.9	3.8	12.3	1.7	0.7	1.5	0.2	1.0	0.2	0.4	<0.1	0.5	<0.1	4.35	1.18	1.75
T6-015	15.3	26.8	2.9	11.0	1.9	0.7	1.7	0.2	1.1	0.3	0.7	0.1	0.6	<0.1	2.95	1.15	1.57
T6-016	29.2	56.9	6.6	23.4	5.2	0.9	5.1	0.8	4.7	1.0	3.0	0.5	2.8	0.4	1.29	0.77	0.69
T6-017	31.3	59.5	7.0	23.0	4.8	0.6	4.0	0.7	3.2	0.7	1.7	0.3	1.8	0.3	2.19	0.97	0.55
T6-018	33.8	66.0	7.6	25.7	5.3	0.8	4.5	0.9	5.0	1.0	2.8	0.4	3.0	0.5	1.40	0.64	0.63
T6-019	56.7	110.5	13.0	44.9	8.7	0.8	7.9	1.3	8.0	1.7	4.8	0.8	4.4	0.7	1.58	0.75	0.37
T6-020	1.0	3.1	0.5	2.3	0.8	0.3	0.9	0.2	1.0	0.2	0.7	<0.1	0.6	0.1	0.22	0.63	1.54
T6-021	50.5	105.0	12.4	45.2	9.1	0.1	9.7	1.6	10.1	2.1	6.0	0.9	5.5	0.8	1.13	0.74	0.06
T6-022	39.2	74.7	8.8	31.1	5.9	1.0	5.8	0.9	4.6	0.9	2.8	0.4	2.5	0.4	1.91	0.97	0.65
T6-023	29.8	54.5	6.0	21.1	3.4	1.0	2.8	0.4	2.1	0.4	1.0	0.2	1.0	0.2	3.76	1.23	1.23
T6-024	10.8	24.0	3.2	12.8	3.0	1.1	3.0	0.5	2.6	0.6	1.6	0.2	1.5	0.3	0.87	0.82	1.39
T6-025	8.1	16.4	1.9	6.9	1.3	0.5	1.1	0.1	0.7	0.1	0.4	<0.1	0.3	<0.1	2.83	1.38	1.70
T6-026	41.2	77.7	8.8	29.8	5.5	1.3	4.3	0.5	2.8	0.5	1.4	0.2	1.3	0.2	3.85	1.38	1.01
T6-027	29.1	61.4	7.7	28.4	6.7	0.4	6.6	1.0	6.4	1.4	3.9	0.6	3.8	0.6	0.93	0.73	0.22
T6-028	24.2	48.8	5.9	21.1	4.2	0.8	3.3	0.4	1.9	0.3	0.8	0.1	1.0	0.1	3.07	1.45	0.83
T6-029	28.0	62.8	8.2	29.0	5.3	0.7	4.6	0.7	3.4	0.7	2.3	0.4	3.6	0.7	0.96	0.54	0.57
T6-030	35.7	73.3	8.8	33.0	6.7	1.1	5.7	0.7	4.0	0.8	2.1	0.3	2.0	0.3	2.25	1.23	0.69
T6-031	27.8	58.2	7.0	26.0	6.0	0.3	5.6	0.9	5.5	1.0	3.2	0.5	3.0	0.5	1.15	0.79	0.23



Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	Координаты		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnn @ 1000°C
	Y	X	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
T6-032	38,94787	67,35500	71,71	0,39	15,18	2,86	0,042	0,86	2,22	3,78	4,37	0,10	0,004	0,62
T6-034	40,52967	65,62750	62,39	0,47	15,98	3,41	0,071	1,27	3,20	3,86	5,28	0,24	0,004	0,50
T6-035	40,42359	66,00462	77,72	0,10	13,62	1,18	0,039	0,19	1,08	3,49	4,89	0,02	0,002	0,54
T6-036	40,42432	66,00545	68,79	0,68	15,76	4,67	0,073	1,86	4,31	3,54	2,73	0,29	0,005	0,69
T6-037	40,67669	66,24274	66,15	0,62	16,95	4,08	0,061	1,75	4,23	4,04	2,73	0,26	0,004	0,96
T6-038	40,67651	66,24876	76,42	0,03	13,71	0,29	0,013	0,08	1,03	4,16	4,31	0,03	0,005	0,38
T6-039	40,65724	66,23522	53,03	0,67	13,00	7,38	0,123	7,61	7,12	2,10	4,17	0,59	0,083	1,09
T6-040	40,64252	66,23154	65,72	0,46	14,59	3,54	0,057	2,37	3,35	3,12	4,07	0,17	0,025	1,33
T6-041	40,36318	66,69456	56,73	0,59	17,00	7,76	0,116	0,41	3,91	4,98	4,84	0,17	0,001	0,65
T6-042	40,38393	66,69488	65,42	0,49	15,21	4,60	0,060	0,64	2,87	3,31	4,57	0,17	0,002	0,74
T6-043	40,36085	66,69467	53,26	1,20	17,94	10,47	0,158	0,42	7,24	5,52	1,97	0,24	<0,001	0,16
T6-045	39,42741	67,03220	69,50	0,46	15,68	3,67	0,062	1,31	3,00	3,11	4,30	0,21	0,005	0,60
T6-046	39,37370	66,99376	74,28	0,09	14,67	0,86	0,031	0,22	0,72	3,51	5,02	0,19	0,002	0,89
T6-047	39,30233	66,92273	69,59	0,38	15,26	2,34	0,027	0,59	1,23	2,79	7,91	0,37	0,004	0,52
T6-048	39,30232	66,92266	56,48	1,48	17,98	6,81	0,10	2,91	5,01	4,28	3,55	0,68	0,00	0,50
T6-049	39,28959	66,90368	70,94	0,69	15,12	3,27	0,054	1,00	2,32	3,49	4,70	0,29	0,003	0,34
T6-050	38,95059	67,33756	70,51	0,23	14,11	1,98	0,060	0,46	1,54	3,57	5,10	0,10	0,002	0,61
T6-051	38,95037	67,35401	70,03	0,31	14,54	2,19	0,056	0,53	1,65	3,49	4,77	0,16	0,004	0,53
T6-052	38,94653	67,35216	54,11	1,68	17,85	8,21	0,107	3,01	6,07	3,58	2,83	0,50	0,001	1,37
T6-053	38,95854	67,33387	67,65	0,35	14,79	5,51	0,107	1,77	4,52	2,96	1,46	0,07	0,003	1,28
T6-054	38,96278	67,33666	58,24	0,42	19,39	5,77	0,096	1,61	7,62	3,25	0,81	0,09	0,003	1,14
T6-057	40,81254	69,64884	60,47	0,55	14,71	8,66	0,055	2,90	1,35	1,33	7,53	0,48	0,006	3,72
T6-058	40,81309	69,64886	53,97	0,49	14,14	6,02	0,110	6,52	3,99	2,62	3,17	0,22	0,066	4,10
T6-059	40,81269	69,64912	55,68	0,58	14,88	9,08	0,052	2,96	1,29	1,47	7,68	0,40	0,004	2,64
T6-060	40,81269	69,64912	57,16	0,50	15,14	9,18	0,072	3,00	1,29	0,39	8,32	0,41	0,004	3,65
T6-061	40,81224	69,64845	72,69	0,19	12,11	3,38	0,021	0,78	0,41	1,33	8,03	0,07	0,029	2,03
T6-062	40,81076	69,64921	69,83	0,22	12,87	1,78	0,050	0,79	0,94	0,29	8,76	0,06	0,003	2,35
T6-063	40,80902	69,64782	53,83	1,07	13,48	13,72	0,147	6,97	4,08	1,47	3,06	0,19	0,013	3,63
T6-064	41,05270	69,71666	69,72	0,48	13,96	4,48	0,074	2,45	1,54	2,14	4,61	0,16	0,013	1,26
T6-065	41,04166	69,70668	52,40	0,59	18,22	9,93	0,193	3,80	7,99	2,95	2,41	0,40	0,001	0,65
T6-066	41,04004	69,69919	39,78	0,65	19,19	12,98	0,164	9,62	10,47	1,45	0,84	0,11	0,006	2,29
T6-067	40,77561	69,77797	62,98	0,37	14,61	3,26	0,087	1,28	2,47	2,99	4,96	0,15	0,003	2,83
T6-068	40,77581	69,77823	62,59	0,38	14,34	2,52	0,029	1,37	3,79	2,29	5,91	0,20	0,003	4,41
T6-069	40,77630	69,77821	57,62	0,54	15,69	4,79	0,125	2,08	3,75	2,94	4,05	0,26	0,002	4,31
T6-070	40,77629	69,77820	71,39	0,27	13,30	1,01	0,013	0,73	0,99	0,59	8,62	0,06	0,003	2,57

Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	Co	Ni	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	U	Th	Pb	Sn	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T6-032	6,5	7	19	9,0	163,4	762,4	210,4	17,8	129,5	5	16,8	12,0	1,8	9,0	14,7	6,5	3	33,3
T6-034	5,5	8	50	0,7	68,1	2070,0	1367,0	21,4	268,3	7	16,8	25,1	1,6	2,5	13,9	7,4	3	55,1
T6-035	0,9	<1	6	1,4	161,8	467,2	124,7	14,5	82,9	4	19,2	20,0	3,2	2,6	9,0	4,3	2	0,4
T6-036	10,7	11	58	1,5	79,7	920,8	417,1	17,7	244,5	7	23,5	23,2	2,3	2,4	15,4	2,8	2	12,5
T6-037	9,0	9	63	3,2	96,7	1058,3	616,3	21,6	182,7	6	13,2	13,1	1,2	2,0	11,4	6,2	4	7,3
T6-038	0,3	5	<5	2,3	132,2	241,9	73,7	15,7	53,2	4	22,7	4,9	0,6	4,8	5,6	5,3	79	0,5
T6-039	28,1	35	157	11,0	217,2	2107,8	385,5	20,3	181,5	7	21,4	11,4	0,6	3,4	11,1	8,6	3	36,1
T6-040	10,6	15	57	6,5	173,9	1392,0	336,9	17,8	202,1	7	21,3	12,6	1,2	4,1	17,8	12,8	4	1,0
T6-041	7,2	3	10	2,2	112,4	1684,9	506,6	23,1	151,0	4	25,2	17,5	0,9	1,4	10,1	7,0	2	3,4
T6-042	6,2	4	18	10,8	198,4	1464,7	194,8	23,3	244,1	8	39,1	21,2	2,4	3,7	15,5	8,6	7	6,5
T6-043	9,2	<1	7	1,1	37,0	1127,1	565,6	23,6	306,2	8	33,4	24,0	1,4	2,1	6,6	2,6	2	9,6
T6-045	5,7	3	30	3,9	148,2	966,1	302,2	17,9	196,9	6	18,7	13,0	0,9	2,1	11,0	5,2	2	2,1
T6-046	0,4	<1	<5	9,9	278,6	264,4	59,8	22,5	45,7	2	14,3	12,8	2,1	2,3	3,2	5,3	13	0,3
T6-047	3,2	3	13	6,7	239,7	778,0	197,3	19,6	192,4	6	18,1	20,4	1,2	5,6	21,0	10,3	18	3,7
T6-048	17,50	17,68	60,15	9,02	194,11	886,87	625,96	23,15	388,29	11,69	33,95	48,18	4,07	7,52	19,68	3,19	8,90	14,61
T6-049	5,2	4	28	6,7	230,5	784,6	214,0	19,3	286,8	9	23,6	25,4	2,0	3,9	25,6	5,6	6	4,5
T6-050	2,4	<1	18	0,8	82,7	825,8	175,6	13,2	166,0	5	18,1	5,8	0,3	1,4	10,6	6,7	2	2,2
T6-051	3,3	2	19	7,7	235,7	550,6	157,7	17,9	162,2	6	25,0	27,6	4,7	9,1	17,6	7,5	10	7,8
T6-052	23,4	3	136	2,8	114,1	1187,3	598,2	22,7	174,6	6	28,2	37,3	2,1	1,5	8,7	5,3	3	14,7
T6-053	13,6	2	83	3,6	58,8	362,9	184,4	13,2	53,7	3	12,9	1,7	<0,1	0,9	4,1	3,4	<1	9,0
T6-054	10,6	3	98	3,5	38,0	136,7	200,7	17,3	15,2	1	15,3	0,8	<0,1	0,9	2,6	2,7	<1	19,3
T6-057	11,6	9	94	3,2	181,5	917,5	251,3	18,3	118,0	5	21,5	11,2	0,5	2,0	10,9	16,3	2	4646,0
T6-058	20,8	139	114	3,9	126,1	886,4	560,4	15,5	93,8	4	15,1	7,4	0,3	3,9	8,7	16,2	4	172,4
T6-059	9,0	9	92	2,7	175,2	930,6	276,5	20,3	111,0	4	21,1	11,0	0,5	1,3	7,2	28,3	1	5604,7
T6-060	15,5	9	82	3,9	193,2	1001,5	205,8	16,8	61,0	2	19,5	8,2	0,4	3,9	5,3	39,0	1	3492,6
T6-061	3,5	119	31	3,5	166,6	685,8	131,2	14,8	112,5	5	14,2	9,1	1,0	2,7	14,8	21,8	1	4525,2
T6-062	2,5	2	26	4,5	210,6	732,5	109,8	16,0	143,1	5	21,8	8,1	1,1	6,4	14,7	81,2	3	3873,8
T6-063	23,7	37	320	10,0	139,5	350,2	208,3	17,9	84,5	4	21,8	5,4	0,1	0,9	8,5	14,7	2	1095,0
T6-064	11,8	26	78	9,8	189,6	736,1	189,0	17,5	115,9	4	19,3	11,6	1,0	3,2	13,0	3,2	5	31,7
T6-065	24,4	4	206	2,3	51,1	1321,1	669,2	21,6	52,5	3	20,1	3,4	<0,1	1,4	5,1	5,7	<1	130,1
T6-066	61,1	29	401	1,8	18,9	402,6	620,7	17,2	20,9	<1	7,3	1,0	<0,1	0,6	2,1	14,6	<1	53,4
T6-067	7,2	2	54	2,3	143,6	1392,0	262,6	14,3	124,8	4	18,4	10,5	1,0	8,8	15,2	43,3	2	69,4
T6-068	4,6	2	53	2,3	137,2	1107,7	437,5	14,5	115,2	4	14,8	8,5	0,5	4,0	9,3	43,0	2	6826,1
T6-069	10,1	6	67	4,9	136,0	1454,0	418,5	16,6	147,1	5	16,3	9,0	0,8	5,4	10,8	14,4	1	63,3
T6-070	1,5	<1	24	2,9	207,6	851,7	198,7	13,8	134,9	5	23,3	10,0	0,8	2,7	12,6	24,1	3	4547,0

Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
T6-032	34,1	58,6	6,0	20,7	3,7	0,8	3,3	0,5	2,5	0,5	1,5	0,3	1,5	0,2	2,81	0,95	0,88
T6-034	76,8	138,0	14,6	45,7	5,7	1,8	4,4	0,6	3,1	0,6	1,5	0,2	1,5	0,3	6,09	1,21	1,42
T6-035	18,4	34,7	4,0	14,4	3,0	0,6	2,4	0,5	2,8	0,6	1,9	0,3	1,8	0,3	1,26	0,56	0,90
T6-036	52,4	98,9	10,7	36,1	6,1	1,4	5,7	0,8	4,3	0,8	2,3	0,3	2,0	0,3	3,26	1,22	0,95
T6-037	44,0	76,1	8,3	28,4	4,2	1,3	3,5	0,4	2,5	0,5	1,1	0,2	1,2	0,2	4,64	1,28	1,30
T6-038	7,4	16,0	1,8	6,7	1,7	0,3	1,9	0,4	2,9	0,7	2,2	0,4	2,7	0,4	0,34	0,29	0,67
T6-039	24,1	47,1	5,7	22,7	4,6	1,3	4,5	0,7	3,6	0,7	1,8	0,3	2,1	0,3	1,39	0,89	1,16
T6-040	34,1	62,8	7,0	24,4	4,2	0,9	4,4	0,6	3,6	0,7	1,9	0,3	1,9	0,3	2,20	0,96	0,82
T6-041	31,6	63,1	7,6	28,6	5,3	2,2	5,1	0,8	4,2	0,9	2,6	0,3	2,3	0,3	1,66	0,92	1,66
T6-042	48,3	94,3	10,7	38,2	7,8	1,5	7,3	1,2	6,3	1,3	3,6	0,5	3,2	0,5	1,85	0,96	0,78
T6-043	39,3	79,3	9,7	35,5	7,1	2,1	6,2	1,0	5,4	1,2	3,1	0,5	3,2	0,6	1,49	0,81	1,24
T6-045	43,9	82,6	9,7	33,1	6,1	1,2	5,4	0,7	3,5	0,7	1,6	0,2	1,5	0,2	3,64	1,54	0,81
T6-046	8,2	17,3	2,0	7,4	1,9	0,3	1,9	0,4	2,1	0,5	1,3	0,2	1,4	0,2	0,72	0,57	0,57
T6-047	47,3	94,5	10,9	36,4	6,6	1,1	6,0	0,8	3,7	0,6	1,6	0,2	1,2	0,2	4,93	2,15	0,69
T6-048	68,60	138,05	16,58	58,18	9,48	2,39	8,81	1,19	6,15	1,18	3,09	0,44	2,71	0,36	3,11	1,37	1,03
T6-049	47,4	92,9	10,9	38,2	6,7	0,9	6,1	0,8	4,2	0,8	2,1	0,3	1,7	0,3	3,47	1,53	0,52
T6-050	59,8	111,0	12,0	39,9	6,5	1,2	5,6	0,7	3,5	0,7	1,6	0,2	1,3	0,2	5,82	1,88	0,76
T6-051	39,4	76,1	8,4	29,7	5,1	0,8	4,9	0,6	3,8	0,9	2,6	0,4	2,2	0,3	2,23	0,96	0,60
T6-052	34,4	84,4	11,5	44,1	8,3	1,8	7,3	1,0	5,1	1,1	2,6	0,4	2,2	0,3	1,94	1,43	0,92
T6-053	8,3	16,0	1,9	7,3	1,5	0,6	1,8	0,3	2,1	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	0,80	0,61	1,30
T6-054	4,4	9,0	1,1	4,6	1,8	0,6	2,0	0,4	2,4	0,6	1,5	0,2	1,5	0,3	0,36	0,58	1,17
T6-057	15,0	34,9	5,0	20,9	4,8	1,1	4,6	0,7	3,6	0,7	1,9	0,3	1,7	0,3	1,08	1,12	0,90
T6-058	24,4	48,1	5,6	20,7	3,6	1,1	3,5	0,5	2,3	0,5	1,5	0,2	1,4	0,2	2,08	1,01	1,28
T6-059	14,5	34,4	4,7	20,4	5,0	1,2	4,2	0,6	3,6	0,7	1,9	0,3	1,8	0,3	1,00	1,00	1,00
T6-060	14,1	34,0	4,9	19,9	4,9	1,1	4,5	0,6	3,5	0,7	1,8	0,2	1,7	0,3	1,02	1,13	0,93
T6-061	14,4	29,4	3,5	13,2	2,6	0,7	2,3	0,4	2,6	0,5	1,2	0,2	1,5	0,2	1,22	0,68	1,16
T6-062	21,6	42,6	5,1	18,6	4,0	0,8	3,9	0,6	3,4	0,8	2,1	0,3	2,0	0,3	1,33	0,83	0,76
T6-063	11,7	26,9	3,6	15,2	3,7	0,9	3,2	0,5	3,8	0,7	2,2	0,3	2,2	0,4	0,66	0,62	1,02
T6-064	28,5	54,7	6,3	21,8	4,1	1,0	4,0	0,5	3,0	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3	1,98	0,96	0,96
T6-065	18,2	36,4	4,7	19,3	3,9	1,3	4,2	0,6	3,2	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3	1,20	0,95	1,26
T6-066	5,5	11,4	1,5	6,3	1,6	0,6	1,3	0,2	1,2	0,3	0,8	0,1	0,6	0,1	1,08	0,86	1,57
T6-067	33,6	63,0	6,8	22,8	3,8	1,0	3,7	0,5	2,7	0,6	1,6	0,2	1,7	0,3	2,36	0,90	1,03
T6-068	23,2	46,1	5,8	20,1	3,9	1,0	3,2	0,5	2,6	0,5	1,3	0,2	1,3	0,2	2,12	1,02	1,07
T6-069	29,2	56,4	6,6	24,2	3,9	1,3	3,5	0,5	2,7	0,5	1,5	0,2	1,4	0,2	2,49	1,03	1,34
T6-070	42,5	82,9	9,3	32,5	6,0	1,1	5,2	0,7	4,0	0,8	2,2	0,3	2,1	0,3	2,43	1,03	0,78



Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	Координаты		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnn @ 1000°C
	Y	X	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
T6-072	41,17882	69,81492	62,87	0,59	15,69	5,46	0,105	3,00	2,62	2,29	4,69	0,17	0,012	2,11
T6-073	41,18071	69,81122	60,11	0,39	16,04	3,88	0,078	1,73	3,02	3,05	4,10	0,14	0,002	4,19
T6-074	40,97123	70,15783	56,20	0,92	15,15	6,16	0,123	3,11	2,43	1,96	5,04	0,25	0,010	4,19
T6-075	40,97096	70,15781	60,22	0,87	15,50	6,46	0,071	3,21	2,71	2,10	4,13	0,26	0,010	2,94
T6-076	41,01717	69,99235	69,24	0,41	14,71	2,95	0,041	0,94	1,70	2,66	5,39	0,07	0,003	1,68
T6-077	41,02461	69,98165	60,92	0,46	16,04	4,67	0,092	2,23	3,54	3,26	4,34	0,21	0,003	4,29
T6-078	41,02520	69,97542	56,05	0,84	16,56	8,16	0,185	5,83	5,81	2,72	2,64	0,18	0,012	1,97
T6-079	41,02654	69,97414	66,77	0,44	15,64	2,72	0,068	1,54	1,65	3,54	4,81	0,20	0,007	1,81
T6-080	41,04417	70,04241	64,78	0,42	16,15	4,10	0,076	1,61	3,96	3,57	3,59	0,18	0,003	1,84
T6-081	41,05226	70,04209	67,00	0,34	14,98	2,47	0,082	0,65	3,15	1,84	5,74	0,13	0,004	4,18
T6-082	41,01500	69,94464	64,07	0,30	16,03	3,34	0,067	1,01	3,21	3,86	3,98	0,12	0,002	2,01
T6-083	40,95497	69,86140	46,13	0,74	19,46	9,47	0,163	4,22	11,61	2,26	1,19	0,08	0,006	3,65
T6-084	40,96062	69,87066	73,61	0,24	13,02	1,23	0,026	0,41	0,83	3,34	5,38	0,03	0,002	0,85
T6-085	40,95136	69,86306	62,02	0,70	15,47	3,87	0,109	0,92	4,45	4,60	3,87	0,20	0,003	3,99
T6-086	41,04694	69,94500	62,65	0,42	14,90	3,19	0,083	1,89	1,90	2,32	5,04	0,17	0,006	3,13
T6-087	41,04694	69,94500	48,14	0,71	15,95	7,15	0,144	5,09	6,78	1,93	3,92	0,22	0,014	8,77
T6-088	40,97103	70,15787	55,93	0,51	13,73	5,53	0,141	2,76	5,84	1,41	5,65	0,24	0,003	6,29
T6-089	40,97103	70,15787	55,16	0,52	15,51	6,79	0,216	3,24	5,08	1,11	5,74	0,26	0,003	5,52
T6-090	40,96766	70,15843	57,55	0,52	16,61	5,95	0,139	3,77	1,72	4,53	4,67	0,27	0,003	3,09
T6-091	41,01717	69,99235	65,88	0,50	14,85	4,49	0,079	2,30	2,46	2,38	4,78	0,15	0,013	1,42
T6-092	41,29137	70,43772	72,91	0,27	13,99	1,37	0,049	0,25	0,33	3,49	5,58	0,04	0,003	0,97
T6-093	41,29056	70,43643	54,03	0,89	19,16	9,43	0,168	3,83	7,51	3,36	1,64	0,42	0,002	1,36
T6-094	41,29137	70,43772	72,31	0,20	13,14	1,80	0,041	0,23	0,91	3,17	5,30	0,02	0,001	0,23
T6-095	41,29056	70,43643	69,50	0,27	13,28	2,25	0,043	0,29	1,63	2,62	5,57	0,05	0,002	2,02
T6-096	41,29056	70,43643	72,56	0,18	13,76	1,72	0,036	0,19	0,82	3,31	5,62	0,03	0,001	0,27
T6-097	41,29056	70,43643	72,92	0,19	13,67	1,73	0,035	0,24	0,91	3,28	5,44	0,04	0,002	0,61
T6-099	41,02490	70,42520	64,00	0,52	16,27	3,96	0,081	1,65	2,95	3,49	5,04	0,19	0,003	1,26
T6-100	41,01310	70,43330	64,11	0,47	16,65	4,14	0,085	1,50	3,14	3,43	4,90	0,16	0,002	1,54
T6-101	41,00220	70,44480	63,07	0,46	16,64	4,64	0,089	1,80	2,76	3,17	5,01	0,16	0,003	1,73
T6-102	41,05929	70,62373	70,64	0,30	13,93	1,61	0,043	0,21	0,82	3,00	6,46	0,10	0,002	1,22
T6-103	41,05929	70,62373	41,33	3,47	14,49	17,50	0,268	6,11	10,99	2,27	1,09	1,93	<0,001	0,96
T6-104	40,93203	70,14254	61,28	0,49	16,34	5,41	0,163	2,05	2,07	3,35	3,77	0,27	0,002	4,10
T6-105	40,93203	70,14254	61,34	0,49	16,76	4,61	0,097	1,46	2,48	4,10	3,55	0,23	0,002	1,81
T6-106	40,55451	70,14254	66,40	0,40	15,01	2,77	0,100	0,58	4,41	1,65	5,53	0,23	0,001	5,08

Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	Co	Ni	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	U	Th	Pb	Sn	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T6-072	15,3	23	100	4,6	152,0	823,6	302,9	20,5	156,4	5	24,7	10,0	0,7	1,5	14,9	9,1	3	27,7
T6-073	9,5	3	57	9,3	151,2	1084,5	237,6	14,5	109,7	4	11,1	7,3	0,6	4,3	12,7	8,6	1	27,6
T6-074	16,4	26	111	16,9	183,9	918,6	205,5	19,8	337,4	9	30,4	14,9	0,9	4,5	14,8	5,6	2	25,6
T6-075	16,6	33	104	9,1	129,4	817,7	253,4	16,9	240,0	8	29,3	14,0	0,9	2,7	12,5	5,6	2	36,3
T6-076	5,1	5	32	10,1	162,9	963,1	207,4	19,0	199,2	8	27,2	13,1	0,9	3,5	14,2	12,9	3	9,4
T6-077	12,7	8	74	4,5	144,9	1185,3	387,1	18,4	117,1	5	16,0	10,3	0,9	5,5	13,9	6,1	2	35,7
T6-078	28,6	35	175	2,3	85,6	390,8	399,6	16,8	92,7	4	19,2	6,4	0,2	0,8	6,5	7,5	2	10,9
T6-079	5,8	16	43	2,4	140,3	694,5	212,6	17,4	128,2	5	20,6	11,7	1,4	3,4	11,9	13,7	3	5,7
T6-080	11,0	5	68	4,2	92,3	1430,3	468,7	15,5	99,0	4	12,8	7,2	0,6	4,3	11,2	7,2	1	8,1
T6-081	6,6	9	42	6,1	206,0	621,1	121,6	14,8	130,2	5	16,5	11,5	1,4	8,8	15,9	7,9	2	11,6
T6-082	6,1	1	50	3,5	102,4	1470,5	582,0	16,5	123,5	4	10,3	5,4	0,5	3,6	10,4	5,5	2	5,9
T6-083	31,7	22	248	3,7	37,6	363,2	526,3	17,7	32,7	2	15,7	1,8	<0,1	0,2	4,2	4,8	<1	59,8
T6-084	1,2	<1	11	2,1	140,4	835,9	105,7	13,7	137,5	4	21,9	9,1	0,6	1,9	13,1	3,9	2	1,4
T6-085	6,5	3	91	6,0	99,6	657,7	269,9	15,1	173,4	6	28,1	9,8	0,8	2,1	12,7	2,8	2	2,0
T6-086	7,3	16	44	3,8	158,1	565,8	126,8	17,1	139,2	4	19,3	11,5	1,3	3,3	13,4	6,5	5	15,8
T6-087	26,3	24	180	7,1	167,3	738,6	253,5	16,2	89,0	4	19,4	5,3	0,2	3,1	10,2	6,0	2	60,5
T6-088	14,9	7	94	6,1	197,6	1668,4	263,9	17,6	89,7	3	13,3	6,2	0,4	4,2	9,0	6,0	<1	41,1
T6-089	17,1	10	105	7,0	236,2	1836,2	176,9	18,9	109,3	3	15,8	7,0	0,7	5,6	8,8	12,8	1	23,4
T6-090	16,2	7	100	4,1	156,0	1974,9	471,8	14,5	117,2	4	17,9	8,9	0,7	3,9	11,9	43,0	2	10,8
T6-091	13,4	31	80	8,6	190,7	856,2	235,0	15,9	168,3	6	22,0	11,8	1,2	2,7	20,9	12,9	3	21,7
T6-092	1,6	2	13	3,4	157,0	860,2	66,2	11,8	159,0	6	25,7	13,1	1,3	2,6	16,5	1,7	1	1,3
T6-093	27,1	10	208	1,7	43,6	570,2	609,7	18,9	78,9	4	22,5	4,6	0,2	0,7	7,2	4,1	<1	57,5
T6-094	1,3	<1	8	10,5	279,4	579,2	121,9	19,3	194,9	7	38,7	24,3	3,0	8,3	43,1	11,4	5	0,7
T6-095	2,0	2	5	2,9	192,0	764,9	106,7	19,8	245,8	8	51,5	32,5	3,0	7,2	32,2	10,2	3	1,9
T6-096	1,3	<1	7	8,9	290,7	553,6	80,8	18,2	170,8	7	40,1	32,0	3,0	8,3	36,8	11,8	8	0,9
T6-097	1,5	<1	8	5,2	241,2	603,8	112,2	17,2	166,1	7	30,9	26,6	2,7	5,8	33,9	13,5	5	<0,2
T6-099	8,6	4	48	12,3	182,7	1434,6	367,9	13,1	244,0	8	21,2	16,1	1,4	7,3	37,9	21,5	2	1,8
T6-100	8,3	7	57	5,3	199,9	1434,6	385,6	15,6	169,2	6	18,3	12,3	1,0	4,6	24,2	17,4	2	10,2
T6-101	10,0	4	64	8,8	198,4	1485,1	432,6	19,5	145,9	5	15,8	11,0	0,9	5,0	20,8	14,6	4	36,7
T6-102	1,6	3	13	8,2	267,5	848,2	91,8	16,1	189,8	7	25,5	24,8	3,2	10,2	33,1	8,6	3	4,8
T6-103	42,7	3	333	6,1	37,5	639,5	1114,8	19,1	59,6	4	34,8	11,3	0,5	0,7	16,3	4,4	2	37,2
T6-104	13,7	6	93	3,3	113,7	1907,0	434,3	21,2	111,7	4	16,3	8,8	0,6	4,1	11,9	3,8	<1	26,6
T6-105	11,4	4	72	3,8	106,0	1763,5	610,8	14,5	113,3	4	15,5	8,3	0,6	3,7	11,6	45,2	2	11,5
T6-106	5,7	3	38	11,4	207,9	1448,2	388,5	18,0	190,9	6	19,4	14,7	1,1	7,2	18,1	14,8	3	14,4

Таблица Б5. Продолжение

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
T6-072	26,0	53,8	6,6	24,7	5,3	1,2	4,6	0,7	4,0	0,9	2,4	0,3	2,1	0,4	1,49	0,90	0,93
T6-073	26,9	48,5	5,2	16,6	3,1	0,8	2,4	0,3	1,9	0,4	1,1	0,2	1,3	0,2	2,59	0,78	1,20
T6-074	36,5	74,3	9,1	35,0	6,7	1,6	6,1	1,0	5,2	1,1	2,9	0,5	2,7	0,5	1,63	0,93	1,01
T6-075	34,6	70,6	8,5	32,3	6,6	1,5	5,5	0,9	5,2	1,0	3,0	0,4	2,7	0,4	1,57	0,86	0,94
T6-076	46,1	90,0	10,5	35,4	6,4	1,5	5,9	0,9	4,7	1,0	2,6	0,4	2,4	0,4	2,34	1,03	0,96
T6-077	30,6	59,5	6,8	24,1	4,4	1,0	3,1	0,5	2,7	0,5	1,6	0,2	1,5	0,3	2,45	0,86	1,08
T6-078	16,7	36,1	4,7	18,7	3,8	1,1	3,5	0,6	3,4	0,7	2,0	0,3	1,7	0,3	1,21	0,87	1,23
T6-079	28,4	57,8	6,9	23,5	4,7	0,8	4,3	0,7	3,4	0,8	2,1	0,3	2,0	0,3	1,74	0,90	0,67
T6-080	26,1	47,9	5,4	18,5	3,3	1,0	2,9	0,4	2,0	0,4	1,2	0,2	1,3	0,2	2,38	0,90	1,27
T6-081	28,1	52,0	6,0	20,7	3,7	0,8	3,5	0,5	2,6	0,6	1,6	0,2	1,6	0,3	2,17	0,93	0,88
T6-082	23,4	42,1	4,5	15,4	2,7	0,9	2,3	0,3	1,6	0,3	1,0	0,2	1,2	0,2	2,43	0,81	1,41
T6-083	7,7	16,1	2,2	9,4	2,3	0,9	2,4	0,5	2,7	0,6	1,6	0,2	1,3	0,2	0,70	0,76	1,47
T6-084	41,6	82,3	9,1	31,0	4,9	1,0	4,3	0,6	3,7	0,8	2,0	0,3	2,1	0,3	2,47	0,88	0,86
T6-085	31,2	64,5	8,0	31,4	6,0	1,4	5,6	0,9	4,7	1,0	2,8	0,4	2,6	0,4	1,50	0,93	0,97
T6-086	31,7	63,5	7,2	26,2	5,0	0,9	4,3	0,6	3,6	0,8	1,9	0,3	1,9	0,3	2,08	0,98	0,76
T6-087	24,0	47,9	6,0	22,5	4,2	1,3	3,9	0,6	3,1	0,7	1,8	0,3	1,7	0,3	1,70	0,96	1,25
T6-088	22,4	43,1	5,0	18,0	3,5	1,1	3,1	0,4	2,5	0,5	1,1	0,2	1,4	0,2	1,98	0,94	1,34
T6-089	26,2	50,1	6,0	21,0	3,9	1,3	3,5	0,5	2,6	0,6	1,5	0,2	1,4	0,2	2,29	1,06	1,32
T6-090	30,3	55,8	6,2	22,5	3,9	1,1	3,9	0,5	2,9	0,7	1,9	0,3	1,7	0,3	2,16	0,96	1,14
T6-091	40,1	76,2	8,5	29,6	5,5	1,1	4,8	0,7	3,7	0,7	2,1	0,3	2,0	0,4	2,42	1,01	0,83
T6-092	43,1	85,9	9,9	34,9	5,8	1,2	5,4	0,7	3,8	0,9	2,8	0,4	2,7	0,4	1,93	0,83	0,83
T6-093	17,4	37,6	4,9	20,2	4,2	1,4	4,1	0,6	3,6	0,8	2,2	0,3	2,0	0,3	1,05	0,85	1,36
T6-094	89,1	176,7	19,0	62,9	9,8	0,6	8,6	1,2	6,4	1,2	3,7	0,5	3,3	0,5	3,26	1,09	0,27
T6-095	80,2	146,5	16,4	56,9	10,4	1,1	8,9	1,5	8,4	1,7	4,9	0,7	4,3	0,7	2,28	0,87	0,43
T6-096	51,0	103,3	11,4	35,4	7,0	0,6	6,7	1,1	6,1	1,4	3,9	0,6	3,8	0,7	1,64	0,74	0,34
T6-097	54,1	102,2	11,0	35,9	5,8	0,6	5,8	0,9	4,8	1,1	3,0	0,5	3,1	0,5	2,13	0,78	0,42
T6-099	57,0	103,4	11,2	36,0	5,6	1,4	5,1	0,7	3,7	0,7	2,2	0,3	2,3	0,3	3,08	0,95	0,99
T6-100	38,4	69,4	7,9	27,4	4,3	1,2	4,2	0,6	3,0	0,6	1,7	0,2	1,6	0,3	2,90	1,09	1,15
T6-101	34,0	59,9	6,7	21,2	3,6	1,1	3,4	0,5	2,5	0,5	1,5	0,2	1,5	0,2	2,82	0,97	1,19
T6-102	56,9	104,4	10,8	34,5	5,5	0,9	4,5	0,7	4,1	0,8	2,5	0,4	2,8	0,4	2,53	0,68	0,72
T6-103	48,6	108,6	14,8	62,4	12,0	3,5	10,8	1,3	6,9	1,2	3,2	0,4	1,9	0,3	3,12	2,37	1,21
T6-104	29,6	57,8	6,4	24,0	4,4	1,4	3,4	0,5	2,8	0,5	1,6	0,2	1,5	0,2	2,50	0,99	1,40
T6-105	27,9	51,5	6,0	21,2	4,1	1,2	3,4	0,5	2,6	0,5	1,6	0,2	1,2	0,2	2,82	1,18	1,30
T6-106	50,9	94,2	10,4	35,5	5,8	1,5	5,0	0,8	3,3	0,7	1,9	0,3	1,8	0,3	3,54	1,19	1,14



## Приложение В. Изотопно-геохронологические исследования

Таблица В1. Результаты Sm-Nd изотопных измерений для определения модельного возраста валовых проб гранитоидов Кокшаальского сегмента ЮТШ и смежных районов.

Проба №	Массив	Тип породы <sup>a</sup>	Возр. (Ma)	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ <sup>b</sup>	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ <sup>c</sup>	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ <sup>d</sup>	$T_{\text{DMT}}$ <sup>e</sup> (Ga)
Кокшаальский сегмент ЮТШ									
Граниты									
221801	Коккия	лкг	280	10,8	55,1	0,11886	0,512312±14	-3,6	1,18
220702	Мудрюм	лкг	280	6,97	38,8	0,10894	0,512177±18	-5,9	1,26
206101	Учкошкон	лкг	280	7,85	27,7	0,17185	0,512389±14	-4,0	1,26
206801	Учкошкон	лкг	280	9,31	44,2	0,12773	0,512326±18	-3,6	1,27
212301	Акташ	лкг	280	12,3	61,1	0,12211	0,512417±17	-1,6	1,05
215701	Акшийрак	гр	295	16,3	81,7	0,12098	0,512247±22	-4,8	1,31
209202	Джангарт	гр	295	11,5	62,9	0,11087	0,512201±21	-5,3	1,25
100192	Джангарт	гр	295	9,46	49,4	0,11612	0,512127±15	-6,9	1,43
Мафиты									
280401	Мудрюм	диа	280	6,58	34,3	0,1206	0,512416±16	-1,6	1,03
212305	Акташ	мц	295	11,6	54,7	0,12861	0,512506±17	0,0	0,97
Срединный и Сев. Тянь-Шань									
301500	Алмалинский	гр	420	7,81	60,9	0,07781	0,512026±18	-5,6	1,14
301400	Отук	гр	420	1,92	9,27	0,12559	0,512159±24	-5,5	1,53
301300	Отук	гр	420	4,40	31,6	0,08446	0,512078±14	-4,9	1,14
301600	Кочкорка	гн	1050	4,74	24,4	0,11772	0,511808±13	-5,6	1,96

<sup>a</sup> сокращения: диа - диабаз, гр - гранит, гн - гнейс, лкг - лейкогранит, мц - монзонит,

<sup>b</sup> ошибка опред. < 0.5%

<sup>c</sup> нормализовано к  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$ , ошибка на ур.  $2\sigma_m$ , две последние цифры

<sup>d</sup> значения  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  вычислены с исп. хондр. отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$ , максимальная ошибка ±0.5 ε

<sup>e</sup> модельные возраста вычислены по модели DePaolo (1981)



Таблица В2. Результаты U-Pb изотопных измерений с помощью SIMS по единичным зернам цирконов из магматических пород Кокшаальского комплекса ЮТШ. Лаборатория Музея естественной истории, Стокгольм.

№ анализа	-----Вычисл. Возраста млн. лет-----							-----Изотопн. отношения <sup>a</sup> -----										-----Концентрации-----					
	<sup>207</sup> Pb	±1σ	<sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>208</sup> Pb	±1σ	Disc. <sup>b</sup>	<sup>207</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb	±1σ	<sup>206</sup> Pb	±1σ	r <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	f <sub>206</sub> %	[U]	[Th]	[Pb]	Th/U <sup>e</sup>	
	<sup>206</sup> Pb		<sup>238</sup> U		<sup>232</sup> Th		%	<sup>208</sup> Pb		<sup>235</sup> U		<sup>238</sup> U			<sup>232</sup> Th		<sup>204</sup> Pb		ppm	ppm	ppm		
Джангарт, проба 209202																							
1	272	19	302	4	291	8	11,5	0,0517	0,9	0,3420	1,5	0,0480	1,3	0,83	0,0145	2,8	11380	0,16	1335	906	81	0,679	
1(b)	319	23	304	4	287	8	-5,0	0,0528	1,0	0,3509	1,6	0,0482	1,2	0,77	0,0143	2,8	3557	0,53	1283	921	78	0,718	
2(a)	316	19	305	3	296	9	-3,5	0,0527	0,8	0,3524	1,4	0,0485	1,2	0,81	0,0147	3,0	31545	0,06	923	488	54	0,529	
2(b)	236	35	295	4	278	10	25,3	0,0509	1,5	0,3283	2,1	0,0468	1,5	0,70	0,0139	3,5	24223	0,08	548	234	30	0,428	
3(b)	127	66	288	4	253	11	129,4	0,0486	2,9	0,3062	3,2	0,0457	1,3	0,42	0,0126	4,5	2711	0,69	356	116	19	0,325	
4	288	27	292	3	278	8	1,2	0,0521	1,2	0,3322	1,7	0,0463	1,2	0,71	0,0138	3,0	12655	0,15	606	228	33	0,377	
5(a)	212	32	294	4	265	8	(3,6)	0,0504	1,4	0,3236	1,9	0,0466	1,3	0,68	0,0132	3,0	2085	0,90	1211	812	70	0,670	
8	216	43	297	4	283	9	38,2	0,0505	1,9	0,3279	2,3	0,0471	1,3	0,56	0,0141	3,1	16273	0,11	351	133	19	0,379	
8(b)	163	77	290	3	274	11	79,5	0,0493	3,4	0,3126	3,6	0,0460	1,2	0,33	0,0136	3,9	2912	0,64	144	72	8	0,503	
9	222	24	290	3	280	8	(5,9)	0,0506	1,1	0,3215	1,6	0,0461	1,2	0,75	0,0140	3,0	13722	0,14	579	207	31	0,358	
10	314	30	290	3	273	9	-7,9	0,0527	1,3	0,3338	1,8	0,0460	1,2	0,68	0,0136	3,1	7514	0,25	487	186	26	0,382	
Учкошкон, проба 206801																							
2	245	33	286	3	272	9	17,0	0,0511	1,4	0,3196	1,9	0,0454	1,2	0,65	0,0136	3,2	6995	0,27	442	164	23	0,370	
3	216	17	292	4	276	8	(17,1)	0,0505	0,8	0,3223	1,5	0,0463	1,3	0,86	0,0137	2,9	12815	0,15	1105	606	62	0,549	
5	209	48	278	3	241	9	33,5	0,0503	2,1	0,3054	2,4	0,0440	1,2	0,50	0,0120	3,6	718	2,60	992	401	51	0,404	
7	151	24	285	4	269	8	(44,8)	0,0491	1,0	0,3054	1,7	0,0452	1,3	0,78	0,0134	3,0	6839	0,27	891	454	48	0,510	
11	140	78	274	4	238	11	97,5	0,0488	3,4	0,2929	3,7	0,0435	1,4	0,38	0,0118	4,5	2843	0,66	244	102	12	0,417	
Мудрюм, проба 280001																							
1	227	61	280	4	267	14	23,9	0,0507	2,7	0,3100	3,0	0,0444	1,4	0,47	0,0133	5,4	4896	0,38	185	94	10	0,509	
1(a)	221	57	284	3	267	14	29,0	0,0506	2,5	0,3142	2,8	0,0451	1,3	0,45	0,0133	5,1	6109	0,31	269	181	15	0,671	
1(b)	246	38	283	4	258	13	15,6	0,0511	1,7	0,3165	2,1	0,0449	1,3	0,63	0,0128	5,1	8992	0,21	323	227	18	0,704	
2	223	71	283	4	267	15	27,4	0,0506	3,2	0,3130	3,4	0,0449	1,3	0,39	0,0133	5,8	3812	0,49	135	62	7	0,457	
2(a)	209	68	289	3	259	14	39,1	0,0503	3,0	0,3178	3,2	0,0458	1,2	0,38	0,0129	5,5	4973	0,38	226	107	12	0,472	
2(b)	166	53	277	3	277	14	68,5	0,0494	2,3	0,2990	2,7	0,0439	1,3	0,48	0,0138	5,2	3851	0,49	216	129	12	0,599	
3	250	37	287	3	289	15	15,2	0,0512	1,6	0,3213	2,0	0,0455	1,2	0,60	0,0144	5,1	7546	0,25	273	119	15	0,435	
5	191	60	279	3	274	15	47,0	0,0499	2,6	0,3043	2,9	0,0442	1,2	0,42	0,0137	5,5	2767	0,68	218	89	11	0,409	
7	267	65	261	4	290	16	-2,4	0,0516	2,9	0,2938	3,3	0,0413	1,6	0,48	0,0145	5,6	5629	0,33	157	71	8	0,455	

Таблица В2. Продолжение.

12	166	64	279	4	264	14	69,6	0,0494	2,8	0,3012	3,1	0,0442	1,3	0,43	0,0131	5,4	3346	0,56	199	107	11	0,537
12(b)	303	45	274	3	267	15	-9,8	0,0524	2,0	0,3142	2,4	0,0435	1,3	0,54	0,0133	5,6	5337	0,35	209	117	11	0,558
12(c)	293	50	282	4	271	15	-4,1	0,0522	2,2	0,3211	2,6	0,0446	1,4	0,52	0,0135	5,5	4998	0,37	188	101	10	0,535
Коккия, проба 280701																						
1	260	49	277	4	269	14	6,9	0,0514	2,2	0,3113	2,5	0,0439	1,3	0,53	0,0134	5,3	7451	0,25	197	100	10	0,508
1(b)	314	34	282	4	269	15	-10,3	0,0527	1,5	0,3250	2,0	0,0448	1,3	0,65	0,0134	5,7	17607	0,11	351	246	20	0,700
3	181	64	278	4	269	15	54,7	0,0497	2,8	0,3021	3,1	0,0441	1,3	0,42	0,0134	5,5	3774	0,50	166	77	9	0,464
3(b)	272	58	278	4	288	16	2,4	0,0517	2,6	0,3143	2,9	0,0441	1,3	0,45	0,0143	5,5	3636	0,51	172	85	9	0,495
4	245	60	278	3	260	15	13,6	0,0511	2,7	0,3099	3,0	0,0440	1,3	0,43	0,0129	5,7	3165	0,59	229	110	12	0,479
5	262	62	279	3	241	13	6,7	0,0515	2,8	0,3134	3,1	0,0442	1,3	0,42	0,0120	5,6	3896	0,48	229	113	12	0,495
5(b)	287	44	280	3	266	14	-2,3	0,0520	1,9	0,3189	2,3	0,0445	1,3	0,55	0,0133	5,1	12391	0,15	295	209	17	0,708

<sup>a</sup> поправки на обычный Pb с учетом сегодняшнего изот. состава Pb по Stacey and Kramers (1975).

<sup>b</sup> дискордантность. Положительные значения обратно дискордантны. Значения в скобках означают что анализ дискордантен с учетом эллипса ошибок 2s .

<sup>c</sup> коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

<sup>d</sup> измеренные значения.

<sup>e</sup> Th/U отношение рассчитано по измеренным концентрациям Th и U

Таблица В3. Результаты U-Pb изотопных измерений с помощью SHRIMP-II по единичным зернам цирконов из магматических пород Иньльчекского и Теректинского комплексов Кокшаальского сегмента ЮТШ.

№ пробы/ анализа <sup>a</sup>	-----Концентрации-----					-----Изотопн. отношения <sup>c</sup> -----							-----Возр(Ma)-----		
	U ppm	Th ppm	Th/U	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> ppm	f206 <sup>b</sup> %	<sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup>	±1σ %	<sup>207</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>235</sup> U	±1σ %	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>238</sup> U	±1σ %	err. <sup>d</sup> corr.	<sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> / <sup>238</sup> U	±1σ %	Disc. <sup>e</sup> %
Проба 416000, Теректинский массив, гранит															
416000.1.1	542	403	0,77	21,1	0,03	0,0521	2,3	0,3259	3	0,0454	2,0	0,66	286	6	1
416000.2.1	556	404	0,75	22,0	0,12	0,0510	2,5	0,3240	3,2	0,0461	2,0	0,63	290	6	-17
416000.3.1	879	442	0,52	33,3	0,19	0,0519	2,4	0,3147	3,1	0,0439	1,9	0,63	277	5	2
416000.4.1	504	274	0,56	20,4	0,30	0,0516	3,4	0,3340	3,9	0,0470	2,0	0,52	296	6	-9
416000.5.1	840	956	1,18	34,8	0,02	0,0525	1,8	0,3490	2,6	0,0482	1,9	0,73	303	6	2
Проба 416705, Теректинский массив, диорит															
416705.1.1	161	111	0,71	6,3	0,70	0,0502	7,2	0,316	7,5	0,0456	2,3	0,30	288	6	-29
416705.2.1	106	111	1,08	4,3	0,31	0,0550	6,6	0,358	7,1	0,0473	2,6	0,36	298	8	38
416705.3.1	211	240	1,17	8,3	0,40	0,0530	5,2	0,331	5,6	0,0453	2,2	0,39	286	6	15
416705.3.2	132	37	0,29	5,4	0,00	0,0529	4,2	0,347	4,8	0,0476	2,3	0,48	300	7	9
416705.4.1	123	101	0,85	4,9	0,12	0,0536	4,9	0,346	5,4	0,0469	2,3	0,43	295	7	19
416705.5.1	462	689	1,54	18,8	0,18	0,0531	3,5	0,345	4	0,0472	2,0	0,49	297	6	12
Проба 416506, Ташкоринский массив, гранит															
416506.1.1	220	87	0,41	9,5	0,53	0,0517	5,9	0,356	6,3	0,0500	2,2	0,34	315	7	-14
416506.2.1	937	435	0,48	39,8	0,24	0,0521	3,3	0,355	3,8	0,0494	2,0	0,51	311	6	-6
416506.3.1	2650	622	0,24	110,0	0,08	0,05244	1,1	0,3492	2,2	0,0483	1,9	0,87	304	6	0
416506.4.1	193	130	0,70	8,1	0,42	0,0519	5,5	0,346	5,9	0,0483	2,2	0,37	304	7	-7
416506.5.1	2406	694	0,30	94,3	0,04	0,05185	1,1	0,3259	2,2	0,0456	1,9	0,86	287	5	-3
416506.6.1	130	75	0,60	5,0	0,46	0,0531	6,0	0,328	6,4	0,0448	2,3	0,36	283	6	17
416506.7.1	201	105	0,54	8,2	0,25	0,0529	4,6	0,345	5,1	0,0474	2,2	0,43	298	6	8
416506.8.1	233	125	0,55	9,4	0,23	0,0535	3,9	0,346	4,4	0,0469	2,1	0,48	295	6	19
416506.9.1	201	97	0,50	7,87	0,45	0,0523	5,9	0,327	6,3	0,0454	2,3	0,36	286	6	3
Проба 416801, Иньльчекский массив (участок Лесистый), лейкогранит															
416801.1.1	1879	532	0,29	75,5	0,61	0,0520	2,4	0,333	3,0	0,0465	1,9	0,62	293	5	-3
416801.2.1	565	239	0,44	22,7	0,14	0,0522	2,9	0,335	3,5	0,0467	2,0	0,55	294	6	-1
416801.3.1	4084	672	0,17	161,0	0,15	0,0519	0,94	0,328	2,1	0,0459	1,9	0,89	289	5	-3
416801.4.1	908	342	0,39	35,7	1,21	0,0510	4,7	0,318	5,1	0,0452	1,9	0,38	285	5	-16
416801.5.1	1027	431	0,43	43,1	0,04	0,0520	1,6	0,350	2,5	0,0488	1,9	0,77	307	6	-7
416801.6.1	10228	1406	0,14	425,0	0,01	0,0521	0,47	0,347	1,9	0,0484	1,9	0,97	305	6	-5
Проба 416803, Майдаадырский массив, лейкогранит															
416803.1.1	8892	1807	0,21	415	0,01	0,0519	0,52	0,389	1,9	0,0543	1,9	0,96	342	6	-17
416803.2.1	460	127	0,28	17,1	0,18	0,0511	3,0	0,304	3,6	0,04317	2,1	0,57	272	6	-9
416803.3.1	9124	1727	0,20	388	0,03	0,0520	0,57	0,3547	1,9	0,04949	1,9	0,957	311	6	-9
416803.5.1	4388	1009	0,24	172	0,59	0,0515	1,9	0,322	2,7	0,04541	1,9	0,70	286	5	-8
416803.6.1	490	252	0,53	19,1	0,20	0,0525	3,1	0,327	3,7	0,04522	2,0	0,54	285	6	8
416803.7.1	205	83	0,42	8,08	0,24	0,0528	5,0	0,333	5,4	0,04568	2,2	0,40	288	6	11
416803.9.1	999	280	0,29	38,7	0,01	0,0524	1,5	0,326	2,4	0,04509	1,9	0,78	284	5	6
416803.10.1	194	86	0,46	7,8	0,57	0,0516	6,3	0,331	6,7	0,04650	2,2	0,33	293	6	-9

<sup>a</sup> последние цифры соответствуют номеру зерна и номеру анализа внутри зерна

<sup>b</sup> f206 = 100\*(обычный <sup>206</sup>Pb)/(общий измеренный <sup>206</sup>Pb) \* радиогенный Pb

<sup>c</sup> с поправкой на <sup>204</sup>Pb

<sup>d</sup> коэффициент корреляции ошибок <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U - <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

<sup>e</sup> Disc. % = 100\*(1 - (возраст <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U) / (возраст <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb))

Таблица В4. Результаты U-Pb изотопных измерений с помощью SHRIMP-II по единичным зернам цирконов из магматических пород Алайского сегмента ЮТШ.

№ пробы	U	Th	Th/U	Pb	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	%	<sup>208</sup> Pb*/ <sup>232</sup> Th	%	%	Возраст					
															<sup>206</sup> Pb*/ <sup>232</sup> Th	+/-	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	+/-	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	+/-
Анализа	ppm	ppm		ppm			error		error		error		error	discord						
<b>12404</b>																				
4,1	576	109	0,20	23	0,00006	0,05185	3,9	,0454	1,9	0,32	4,3	,01360	8,9	-2	273	24	279	88	286,0	5,4
4,2	537	166	0,32	21	0,00000	0,05703	2,0	,0453	1,9	0,36	2,8	,01405	3,1	73	282	9	493	45	285,4	5,4
4,4	324	135	0,43	12	0,00000	0,05501	2,3	,0423	2,0	0,32	3,0	,01380	3,2	54	277	9	413	51	267,2	5,2
4,5	1410	929	0,68	95	0,00000	0,11823	10,3	,0823	3,2	1,34	10,8	,03876	10,9	279	769	84	1930	185	509,8	15,7
4,6.1	69	23	0,35	3	0,00000	0,05216	1,8	,0458	2,4	0,33	3,0	,01391	5,9	1	279	16	292	42	288,6	6,8
4,6.2	892	391	0,45	34	0,00052	0,05177	7,7	,0444	1,9	0,32	7,9	,01226	6,6	-2	246	16	275	177	280,1	5,3
4,7	554	143	0,27	21	0,00000	0,05430	1,5	,0445	1,9	0,33	2,5	,01383	3,8	37	278	10	383	34	280,8	5,3
4,8	372	130	0,36	14	0,00024	0,04977	6,6	,0440	2,0	0,30	6,9	,01224	8,8	-34	246	22	184	153	277,4	5,5
4,9	592	219	0,38	22	0,00000	0,05528	3,1	,0442	1,9	0,34	3,7	,01453	4,1	52	292	12	424	70	279,0	5,3
4,10	998	285	0,30	39	0,00000	0,05425	1,2	,0456	1,9	0,34	2,2	,01379	2,5	33	277	7	381	27	287,3	5,3
4,11	708	160	0,23	27	0,00000	0,05353	1,6	,0449	1,9	0,33	2,5	,01461	3,2	24	293	9	351	36	283,2	5,3
4,12	591	138	0,24	122	0,00003	0,09154	0,6	,2410	1,9	3,04	2,0	,07207	2,5	5	1407	35	1458	11	1391,7	23,7
4,13	1345	299	0,23	50	0,00010	0,05179	1,9	,0430	1,9	0,31	2,7	,01294	3,9	2	260	10	276	43	271,5	5,0
4,14	555	184	0,34	22	0,00015	0,05118	4,7	,0451	2,0	0,32	5,1	,00848	9,7	-13	171	17	249	109	284,5	5,4
4,15	687	242	0,36	27	0,00000	0,05578	2,2	,0452	1,9	0,35	2,9	,01462	3,2	56	293	9	444	48	284,8	5,4
4,16	889	251	0,29	35	0,00011	0,05144	2,7	,0453	1,9	0,32	3,3	,01376	4,4	-9	276	12	261	62	285,8	5,4
4,17	905	341	0,39	36		0,05362	1,2	,0469	1,9	0,35	2,2	,01493	2,3	20	300	7	355	27	295,2	5,5
4,18	486	144	0,31	19	0,00000	0,05557	2,7	,0447	2,0	0,34	3,3	,01488	4,2	55	299	13	435	60	281,6	5,4
4,19	454	105	0,24	18	0,00002	0,05338	3,4	,0453	2,0	0,33	3,9	,01416	6,3	21	284	18	345	76	285,4	5,5
<b>12405</b>																				
5,1	338	170	0,52	13	0,00003	0,05282	2,9	,0434	2,0	0,32	3,5	0,0131	3,4	17	263	9	321	67	273,6	5,3
5,2	395	178	0,47	15	0,00004	0,05057	3,4	,0444	2,0	0,31	3,9	0,0139	3,8	-21	278	10	221	79	280,0	5,4
5,3	323	142	0,45	12	0,00030	0,04812	5,7	,0439	2,0	0,29	6,1	0,0127	5,8	-62	254	15	105	136	276,7	5,4
5,4	395	173	0,45	15	0,00005	0,05081	2,9	,0446	2,0	0,31	3,5	0,0141	3,5	-18	283	10	232	68	281,5	5,4
5,5	348	164	0,49	13	0,00000	0,05484	3,6	,0450	2,0	0,34	4,1	0,0149	3,9	43	300	12	406	80	283,8	5,5
5,6	405	186	0,47	15	0,00029	0,04820	3,7	,0440	2,0	0,29	4,2	0,0127	3,9	-61	255	10	109	88	277,5	5,3
5,7	548	327	0,62	21	0,00011	0,05242	2,5	,0452	1,9	0,33	3,1	0,0142	2,7	7	286	8	304	56	284,7	5,4
5,8	329	167	0,53	12	0,00000	0,05597	5,7	,0440	2,0	0,34	6,0	0,0138	5,5	63	276	15	451	126	277,4	5,5
5,9	423	233	0,57	17	0,00000	0,05593	3,1	,0456	2,0	0,35	3,6	0,0147	3,5	56	295	10	450	68	287,7	5,5
5,10	531	313	0,61	20	0,00003	0,05059	4,1	,0447	1,9	0,31	4,6	0,0136	3,7	-21	272	10	222	96	281,6	5,4
5,11	330	144	0,45	13	0,00000	0,05670	3,4	,0447	2,0	0,35	3,9	0,0146	4,1	70	293	12	480	75	282,0	5,5
5,12	555	323	0,60	21	8,70083	0,05218	3,2	,0446	1,9	0,32	3,8	0,0135	3,2	4	272	9	293	74	281,5	5,3
5,13	557	328	0,61	21	0,00008	0,05047	3,0	,0434	1,9	0,30	3,6	0,0133	3,1	-21	267	8	217	70	273,6	5,2
5,14	322	167	0,54	12	0,00009	0,05065	4,0	,0441	2,0	0,31	4,5	0,0133	4,0	-19	267	11	225	93	278,1	5,4
5,15	465	197	0,44	18	0,00000	0,05375	2,2	,0448	1,9	0,33	2,9	0,0142	3,0	28	285	9	360	50	282,5	5,4
5,16	347	144	0,43	13	0,00053	0,04353	6,2	,0435	2,0	0,26	6,5	0,0114	6,3	-150	229	14	-137	154	274,2	5,4
5,17	646	250	0,40	25	0,00000	0,05365	1,5	,0451	1,9	0,33	2,4	0,0138	2,6	25	277	7	356	34	284,1	5,3

Таблица В4. Продолжение.

№ пробы	U	Th	Th/U	Pb	$^{204}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{208}\text{Pb}^*$	%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	%	$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$	%	%	Возраст					
															$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$	+/-	$^{207}\text{Pb}^*/^{208}\text{Pb}^*$	+/-	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	+/-
Анализа	ppm	ppm		ppm			error		error		error		error	discord						
<b>12406A</b>																				
6,1	953	348	0,38	37	0,00004	0,05163	1,8	,0446	1,9	0,32	2,6	,01341	2,8	-4	269	8	269	41	281,0	5,2
6,2	2056	861	0,43	81	0,00000	0,05292	1,0	,0458	1,9	0,33	2,1	,01439	2,1	13	289	6	325	23	288,5	5,3
6,3	2394	1319	0,57	94	0,00157	0,05386	8,3	,0442	1,9	0,33	8,5	,01338	5,9	31	269	16	365	187	278,9	5,2
6,4	1217	533	0,45	46	0,00001	0,05210	1,4	,0436	1,9	0,31	2,3	,01346	3,3	5	270	9	290	31	274,9	5,1
6.6.1	2775	1644	0,61	108	0,00002	0,05139	0,7	,0451	1,9	0,32	2,0	,01380	2,0	-9	277	5	258	16	284,7	5,2
6.6.2	2523	445	0,18	97	0,00018	0,05067	1,9	,0446	1,9	0,31	2,7	,01282	4,3	-20	258	11	226	44	281,0	5,1
6,9	2029	1062	0,54	80	0,00000	0,05210	1,0	,0458	1,9	0,33	2,1	,01418	2,2	0	284	6	290	22	288,7	5,3
6,10	2098	1129	0,56	82	0,00000	0,05345	1,5	,0454	1,9	0,33	2,4	,01396	2,3	22	280	6	348	35	286,5	5,2
6,12	538	265	0,51	21	0,00000	0,05236	2,0	,0462	1,9	0,33	2,8	,01430	2,7	3	287	8	301	45	291,3	5,5
6,13	1984	1064	0,55	75	0,00000	0,05254	1,0	,0438	1,9	0,32	2,1	,01363	2,1	12	274	6	309	22	276,6	5,1
6,14	1676	900	0,55	65	0,00004	0,05151	1,4	,0448	1,9	0,32	2,3	,01371	2,2	-7	275	6	264	32	282,6	5,2
6,15	975	526	0,56	38	0,00008	0,05194	1,9	,0448	1,9	0,32	2,7	,01358	2,5	0	273	7	283	43	282,8	5,2
6,16	1044	570	0,56	40	0,00002	0,05218	1,4	,0448	1,9	0,32	2,4	,01356	2,3	4	272	6	294	32	282,7	5,2
<b>12409</b>																				
9,1	356	171	0,50	14	0,00042	0,05124	6,0	,0445	2,0	0,31	6,4	,00572	11,6	-10	115	13	252	139	280,8	5,4
9,4	733	2895	4,08	55	0,00000	0,17470	6,7	,0950	2,9	2,29	7,3	,02496	4,0	345	498	20	2603	111	584,8	16,5
9,5	2309	811	0,36	102	0,00002	0,05278	0,9	,0512	1,9	0,37	2,1	,01437	2,4	-1	288	7	319	21	321,8	5,9
9,6	2976	2763	0,96	111	0,00074	0,05278	3,7	,0426	1,9	0,31	4,1	,00529	4,5	20	107	5	323	83	269,0	4,9
9,7	980	535	0,56	37	0,00000	0,05240	1,4	,0438	1,9	0,32	2,3	,01360	2,3	10	273	6	303	31	276,3	5,1

Таблица В4. Продолжение.

№ пробы	U	Th	Th/U	Pb	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	%	<sup>208</sup> Pb*/ <sup>232</sup> Th	%	%	Возраст					
															<sup>208</sup> Pb*/ <sup>232</sup> Th	+/-	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	+/-	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	+/-
Анализа	ppm	ppm		ppm			error		error		error	error	discord							
<b>12410</b>																				
10,1	790	580	0,76	31	0,00004	0,05210	2,0	,0456	1,9	0,33	2,8	,01362	2,4	1	273	7	290	46	287,4	5,4
10,2	973	612	0,65	37	0,00000	0,05360	1,2	,0440	1,9	0,32	2,2	,01369	2,3	28	275	6	354	27	277,3	5,1
10,3	383	69	0,19	14	0,00000	0,06020	5,3	,0442	2,0	0,37	5,6	,01941	9,5	119	389	37	611	114	279,1	5,5
10,5	599	288	0,5	23	0,00000	0,05305	1,5	,0442	1,9	0,32	2,4	,01417	2,4	19	284	7	331	33	278,7	5,2
10,6	412	229	0,57	16	0,00000	0,05339	2,5	,0453	2,0	0,33	3,2	,01416	2,9	21	284	8	345	56	285,8	5,5
10,7	938	577	0,64	35	0,00000	0,05487	2,2	,0438	1,9	0,33	2,9	,01415	3,3	47	284	9	407	48	276,1	5,2
10,8	508	203	0,41	20	0,00000	0,05182	2,2	,0459	2,0	0,33	3,0	,01425	3,1	-4	286	9	278	49	289,6	5,7
10,9	570	526	0,95	22	0,00035	0,05278	4,2	,0453	1,9	0,33	4,6	,01379	2,9	12	277	8	319	96	285,5	5,4
10,10	1586	852	0,55	62	0,00000	0,05284	1,9	,0457	1,9	0,33	2,7	,01426	2,5	12	286	7	322	44	287,9	5,3
10,11	384	118	0,32	15	0,00000	0,05353	1,8	,0444	2,0	0,33	2,6	,01439	2,9	25	289	9	351	40	280,1	5,4
10,12	996	654	0,68	38	3,25515	0,05290	1,4	,0442	1,9	0,32	2,3	,01324	2,3	16	266	6	325	31	278,9	5,2
10,13	234	167	0,74	9	0,00024	0,04801	8,5	,0439	2,1	0,29	8,8	,01307	5,4	-64	263	14	100	202	277,2	5,6
10,14	300	177	0,61	12	0,00000	0,05115	2,1	,0445	2,0	0,31	2,9	,01411	2,7	-12	283	8	248	48	280,6	5,5
10,15	1127	888	0,81	44	0,00003	0,05192	1,4	,0457	1,9	0,33	2,4	,01405	2,1	-2	282	6	282	33	287,9	5,3
10,16	2999	2574	0,89	118	3,04329	0,05164	0,8	,0459	1,9	0,33	2,0	,01449	2,0	-7	291	6	270	19	289,3	5,3
10,17	369	247	0,69	14	0,00000	0,05282	1,9	,0451	2,0	0,33	2,7	,01355	2,6	13	272	7	321	43	284,6	5,5
10,18	2546	2356	0,96	193	0,00000	0,16462	6,7	,0962	2,5	2,18	7,2	,04887	5,9	323	964	57	2504	113	592,2	14,0
10,20	710	201	0,29	27	0,00000	0,06148	4,2	,0455	2,0	0,39	4,7	,01696	6,4	129	340	22	656	91	286,6	5,7
10,21	959	528	0,57	37	0,00000	0,05364	1,7	,0446	1,9	0,33	2,6	,01436	2,4	26	288	7	356	38	281,5	5,3
10,22	461	163	0,36	17	0,00003	0,05135	4,8	,0436	2,0	0,31	5,2	,01361	6,6	-7	273	18	257	111	275,0	5,3
10,24	539	103	0,20	19	0,00014	0,05107	3,1	,0417	2,0	0,29	3,6	,01294	6,6	-7	260	17	244	70	263,3	5,0
<b>12411</b>																				
11,1	539	103	0,20	193	0,00014	0,05107	3,1	,0417	2,0	0,29	3,6	,01294	6,6	-7	260	17	244	70	263,3	5,0
11,2	2279	110	0,05	88	0,00000	0,05356	1,1	,0448	1,9	0,33	2,2	,01646	6,1	25	330	20	353	26	282,5	5,2
11,3	2279	110	0,05	88	0,00000	0,05356	1,1	,0448	1,9	0,33	2,2	,01646	6,1	25	330	20	353	26	282,5	5,2
11,4	822	153	0,19	36	0,00000	0,06345	1,5	,0510	1,9	0,45	2,5	,01559	4,1	126	313	13	723	33	320,7	6,0
11,6	2745	310	0,12	115	0,00000	0,05274	1,0	,0490	1,9	0,36	2,1	,01630	5,9	3	327	19	318	23	308,3	5,6
11,7	3130	361	0,12	131	7,75756	0,05203	0,7	,0485	1,9	0,35	2,0	,01500	2,4	-6	301	7	287	15	305,4	5,6
11,9	3065	696	0,23	124	0,00009	0,05137	1,0	,0472	1,9	0,33	2,1	,01326	2,7	-13	266	7	258	23	297,1	5,4
11,10	1663	305	0,19	64	0,00003	0,05326	1,1	,0448	1,9	0,33	2,2	,01456	2,7	20	292	8	340	24	282,6	5,2
11,11	2845	440	0,18	113	0,00000	0,05310	0,8	,0464	1,9	0,34	2,0	,01426	2,5	14	286	7	333	18	292,3	5,3
11,12	1976	225	0,12	77	0,00005	0,05103	1,0	,0453	1,9	0,32	2,1	,01376	3,2	-15	276	9	242	23	285,7	5,2
11,13	1193	232	0,20	46	0,00007	0,05139	1,6	,0446	1,9	0,32	2,5	,01371	3,6	-8	275	10	258	37	281,4	5,2
11,16	2911	295	0,10	117	0,00000	0,05284	1,1	,0469	1,9	0,34	2,2	,01589	3,9	9	319	12	322	25	295,7	5,4
11,17	2383	670	0,29	95	0,00000	0,05290	0,8	,0462	1,9	0,34	2,0	,01449	2,5	11	291	7	324	17	291,2	5,3
11,18	1930	385	0,21	74	0,00007	0,05047	1,4	,0446	1,9	0,31	2,4	,01389	3,3	-23	279	9	217	33	281,2	5,2
11,19	1457	141	0,10	60	0,00010	0,05354	1,9	,0478	1,9	0,35	2,7	,01727	6,4	17	346	22	352	44	300,8	5,5

\*с поправкой на измеренный <sup>204</sup>Pb



Таблица В5. Изотопный состав Hf в цирконах из магматических пород Алайского сегмента ЮТШ.

№ пр./ анализа	t (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 s	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	tHfc (Ma)	f <sub>Lu/Hf</sub>
04-1	283	0.0450510	0.0006143	0.0008971	0.0000073	0.2824024	0.0000133	-13.1	-7.0	0.5	1197	1742	-0.97
04-4	283	0.0506296	0.0003278	0.0009136	0.0000088	0.2824185	0.0000161	-12.5	-6.5	0.6	1175	1706	-0.97
04-6	283	0.0603698	0.0007849	0.0011582	0.0000118	0.2824151	0.0000163	-12.6	-6.6	0.6	1188	1716	-0.97
04-7	283	0.0584924	0.0007191	0.0012018	0.0000053	0.2824574	0.0000144	-11.1	-5.1	0.5	1129	1623	-0.96
04-9	283	0.0522995	0.0005053	0.0009343	0.0000132	0.2824558	0.0000157	-11.2	-5.1	0.6	1124	1623	-0.97
04-10	283	0.0474655	0.0004363	0.0010304	0.0000216	0.2824903	0.0000136	-10.0	-3.9	0.5	1078	1547	-0.97
04-11	283	0.0665091	0.0012540	0.0014380	0.0000209	0.2824578	0.0000166	-11.1	-5.2	0.6	1136	1624	-0.96
04-12*	283	0.1317679	0.0023273	0.0023977	0.0000445	0.2820700	0.0000146	-24.8	-19.1	0.5	1727	2496	-0.93
04-13	283	0.0520976	0.0007134	0.0010739	0.0000166	0.2825013	0.0000138	-9.6	-3.6	0.5	1064	1523	-0.97
04-14	283	0.0477780	0.0003076	0.0010847	0.0000244	0.2824637	0.0000149	-10.9	-4.9	0.5	1117	1607	-0.97
04-15	283	0.0476329	0.0002893	0.0009464	0.0000057	0.2824135	0.0000153	-12.7	-6.6	0.5	1183	1717	-0.97
04-16	283	0.0486499	0.0007334	0.0011431	0.0000079	0.2824392	0.0000151	-11.8	-5.8	0.5	1153	1663	-0.97
04-18	283	0.0642133	0.0013082	0.0016652	0.0000338	0.2824203	0.0000161	-12.4	-6.5	0.6	1196	1711	-0.95
04-19	283	0.0704097	0.0015287	0.0013018	0.0000289	0.2824733	0.0000162	-10.6	-4.6	0.6	1110	1588	-0.96
<b>Средн. СКВО</b>									<b>-5.49</b>		<b>1142</b>	<b>1645</b>	
									<b>1.09</b>		<b>44</b>	<b>70</b>	
05-1	280	0.0564632	0.0014510	0.0010462	0.0000283	0.2826551	0.0000165	-4.1	1.8	0.6	846	1180	-0.97
05-2	280	0.0587923	0.0008495	0.0011169	0.0000225	0.2825863	0.0000177	-6.6	-0.6	0.6	945	1335	-0.97
05-3	280	0.0547393	0.0007391	0.0010197	0.0000099	0.2825957	0.0000171	-6.2	-0.3	0.6	929	1313	-0.97
05-4	280	0.0432508	0.0008205	0.0008479	0.0000231	0.2826031	0.0000195	-6.0	0.0	0.7	915	1294	-0.97
05-5	280	0.0546845	0.0001263	0.0010196	0.0000040	0.2825900	0.0000167	-6.4	-0.5	0.6	937	1326	-0.97
05-6	280	0.0404039	0.0001836	0.0007677	0.0000022	0.2826146	0.0000165	-5.6	0.4	0.6	897	1268	-0.98
05-7	280	0.0521271	0.0003830	0.0010040	0.0000118	0.2826341	0.0000173	-4.9	1.1	0.6	875	1227	-0.97
05-8	280	0.0378222	0.0002970	0.0007260	0.0000031	0.2826006	0.0000148	-6.1	0.0	0.5	915	1299	-0.98
05-9	280	0.0398180	0.0002160	0.0007525	0.0000024	0.2825939	0.0000142	-6.3	-0.3	0.5	925	1314	-0.98
05-10	280	0.0424604	0.0002139	0.0008137	0.0000016	0.2825976	0.0000159	-6.2	-0.2	0.6	922	1306	-0.98
05-11	280	0.0417906	0.0001325	0.0007975	0.0000041	0.2825921	0.0000183	-6.4	-0.4	0.6	929	1318	-0.98
05-12	280	0.0420337	0.0003264	0.0008005	0.0000079	0.2826072	0.0000169	-5.8	0.2	0.6	908	1285	-0.98
05-13	280	0.0749299	0.0003747	0.0013919	0.0000110	0.2826565	0.0000164	-4.1	1.8	0.6	852	1181	-0.96
05-14	280	0.0409873	0.0003820	0.0007840	0.0000092	0.2826523	0.0000158	-4.2	1.8	0.6	844	1183	-0.98



05-15	280	0.0585282	0.0018433	0.0011025	0.0000292	0.2826531	0.0000165	-4.2	1.7	0.6	850	1185	-0.97
05-16	280	0.0644911	0.0024648	0.0011940	0.0000413	0.2826596	0.0000154	-4.0	2.0	0.5	843	1172	-0.96
05-17	280	0.0548594	0.0004606	0.0010297	0.0000113	0.2826093	0.0000183	-5.8	0.2	0.6	911	1283	-0.97
05-18	280	0.0650973	0.0009880	0.0012066	0.0000136	0.2826320	0.0000166	-4.9	1.0	0.6	883	1234	-0.96
05-19	280	0.0469893	0.0007123	0.0008834	0.0000109	0.2825925	0.0000162	-6.3	-0.4	0.6	931	1319	-0.97
05-20	280	0.0467609	0.0005161	0.0008844	0.0000109	0.2826238	0.0000155	-5.2	0.7	0.5	887	1248	-0.97
05-21	280	0.0466749	0.0004773	0.0008777	0.0000067	0.2826178	0.0000161	-5.5	0.5	0.6	895	1262	-0.97
05-22	280	0.0468795	0.0001636	0.0008831	0.0000044	0.2826161	0.0000165	-5.5	0.5	0.6	897	1266	-0.97
05-23	280	0.0371438	0.0002508	0.0007228	0.0000024	0.2826000	0.0000152	-6.1	-0.1	0.5	916	1300	-0.98
05-24	280	0.0422775	0.0008405	0.0008085	0.0000122	0.2826390	0.0000170	-4.7	1.3	0.6	864	1213	-0.98
05-25	280	0.0354364	0.0002707	0.0007751	0.0000046	0.2825711	0.0000186	-7.1	-1.1	0.7	958	1365	-0.98
05-26	280	0.0571935	0.0014102	0.0010663	0.0000291	0.2826276	0.0000163	-5.1	0.9	0.6	886	1242	-0.97
<b>Средн. СКВО</b>									<b>0.46</b>		<b>898</b>	<b>1256</b>	
									<b>0.88</b>		<b>33</b>	<b>55</b>	
06А-2	283	0.0810441	0.0051177	0.0016621	0.0000948	0.2826323	0.0000193	-4.9	1.0	0.7	893	1237	-0.95
06А-3	283	0.0890225	0.0052849	0.0017674	0.0000987	0.2826024	0.0000164	-6.0	-0.1	0.6	939	1305	-0.95
06А-4	283	0.0363992	0.0007518	0.0007500	0.0000130	0.2826125	0.0000151	-5.6	0.4	0.5	899	1270	-0.98
06А-5	283	0.0750690	0.0013766	0.0015545	0.0000260	0.2826193	0.0000160	-5.4	0.5	0.6	909	1264	-0.95
06А-6а	283	0.0870824	0.0009556	0.0017384	0.0000164	0.2826143	0.0000162	-5.6	0.3	0.6	921	1278	-0.95
06А-6б	283	0.0541855	0.0004565	0.0011018	0.0000080	0.2826220	0.0000144	-5.3	0.7	0.5	894	1253	-0.97
06А-7	283	0.0814875	0.0022613	0.0016737	0.0000391	0.2826173	0.0000179	-5.5	0.4	0.6	915	1270	-0.95
06А-9	283	0.0813637	0.0005911	0.0016026	0.0000111	0.2825801	0.0000163	-6.8	-0.9	0.6	966	1353	-0.95
06А-12	283	0.0473835	0.0002927	0.0009161	0.0000026	0.2825863	0.0000156	-6.6	-0.5	0.6	940	1331	-0.97
06А-13	283	0.0886489	0.0010634	0.0017768	0.0000157	0.2826249	0.0000162	-5.2	0.7	0.6	907	1255	-0.95
06А-14	283	0.0534616	0.0018741	0.0010533	0.0000344	0.2826193	0.0000178	-5.4	0.6	0.6	897	1259	-0.97
06А-16	283	0.0702426	0.0014748	0.0016059	0.0000523	0.2826449	0.0000155	-4.5	1.4	0.5	874	1208	-0.95
06А-17	283	0.0404191	0.0002167	0.0008490	0.0000017	0.2825775	0.0000152	-6.9	-0.8	0.5	951	1350	-0.97
06А-18	283	0.1221748	0.0026682	0.0026393	0.0000615	0.2826412	0.0000141	-4.6	1.1	0.5	904	1228	-0.92
<b>Средн. СКВО</b>									<b>0.34</b>		<b>915</b>	<b>1276</b>	
									<b>0.69</b>		<b>25</b>	<b>44</b>	
09-1	275	0.0618649	0.0004957	0.0012209	0.0000136	0.2826133	0.0000169	-5.6	0.2	0.6	909	1279	-0.96
09-2	275	0.1017991	0.0011425	0.0021837	0.0000159	0.2825214	0.0000150	-8.9	-3.2	0.5	1067	1495	-0.93
09-5	275	0.1001412	0.0007177	0.0018495	0.0000088	0.2826574	0.0000177	-4.1	1.7	0.6	861	1187	-0.94
09-8	275	0.1275217	0.0019662	0.0025380	0.0000390	0.2826212	0.0000196	-5.3	0.2	0.7	931	1276	-0.92
09-10А	275	0.1318561	0.0014422	0.0030518	0.0000278	0.2826459	0.0000211	-4.5	1.0	0.7	908	1227	-0.91
09-12	275	0.0642805	0.0008115	0.0014958	0.0000179	0.2825818	0.0000177	-6.7	-1.0	0.6	961	1352	-0.95

09-13	275	0.1120402	0.0029215	0.0023983	0.0000546	0.2826370	0.0000201	-4.8	0.8	0.7	904	1239	-0.93
09-14	275	0.0866545	0.0001426	0.0016789	0.0000034	0.2826528	0.0000179	-4.2	1.5	0.6	864	1195	-0.95
09-15	275	0.1370066	0.0016868	0.0028803	0.0000251	0.2826314	0.0000180	-5.0	0.5	0.6	925	1257	-0.91
09-17	275	0.1016464	0.0032927	0.0021769	0.0000629	0.2825835	0.0000162	-6.7	-1.0	0.6	977	1356	-0.93
09-19	275	0.0977107	0.0003476	0.0019617	0.0000090	0.2825941	0.0000162	-6.3	-0.6	0.6	956	1330	-0.94
09-20	275	0.0564669	0.0014332	0.0011390	0.0000235	0.2825879	0.0000163	-6.5	-0.7	0.6	943	1335	-0.97
09-21	275	0.1002766	0.0012078	0.0022828	0.0000284	0.2825968	0.0000150	-6.2	-0.6	0.5	960	1328	-0.93
09-22	275	0.0768146	0.0018347	0.0020209	0.0000508	0.2825864	0.0000181	-6.6	-0.9	0.6	968	1348	-0.94
09-23	275	0.0757370	0.0023860	0.0016502	0.0000402	0.2825597	0.0000156	-7.5	-1.8	0.6	997	1404	-0.95
<b>Средн. СКВО</b>									<b>-0.26</b>		<b>942</b>	<b>1307</b>	
									<b>1.30</b>		<b>52</b>	<b>82</b>	
10-1	283	0.0994762	0.0009438	0.0019016	0.0000120	0.2827071	0.0000202	-2.3	3.6	0.7	791	1072	-0.94
10-2	283	0.0835165	0.0004191	0.0016604	0.0000079	0.2826834	0.0000192	-3.1	2.8	0.7	820	1122	-0.95
10-3	283	0.0836168	0.0021375	0.0015381	0.0000437	0.2826885	0.0000182	-3.0	3.0	0.6	810	1109	-0.95
10-5	283	0.0882086	0.0014230	0.0016090	0.0000224	0.2827295	0.0000177	-1.5	4.4	0.6	752	1018	-0.95
10-6	283	0.0832028	0.0014800	0.0015022	0.0000243	0.2827050	0.0000194	-2.4	3.6	0.7	785	1072	-0.95
10-7	283	0.1307942	0.0051121	0.0025062	0.0000927	0.2827637	0.0000236	-0.3	5.5	0.8	721	952	-0.92
10-8	283	0.0934640	0.0003316	0.0016585	0.0000075	0.2826776	0.0000184	-3.3	2.6	0.7	828	1135	-0.95
10-9	283	0.1167628	0.0018662	0.0021558	0.0000296	0.2827196	0.0000171	-1.9	4.0	0.6	778	1047	-0.94
10-10	283	0.0769002	0.0010798	0.0015847	0.0000421	0.2826207	0.0000162	-5.3	0.6	0.6	908	1262	-0.95
10-11	285	0.0875426	0.0018953	0.0016469	0.0000328	0.2827231	0.0000194	-1.7	4.2	0.7	762	1032	-0.95
10-13	283	0.0813069	0.0003978	0.0017304	0.0000100	0.2826092	0.0000164	-5.8	0.1	0.6	928	1289	-0.95
10-14	283	0.0646884	0.0002221	0.0013210	0.0000038	0.2826529	0.0000169	-4.2	1.8	0.6	856	1187	-0.96
10-15	283	0.1134685	0.0014856	0.0021477	0.0000273	0.2826740	0.0000181	-3.5	2.4	0.6	844	1149	-0.94
10-17	283	0.1325031	0.0010299	0.0025217	0.0000139	0.2827406	0.0000167	-1.1	4.6	0.6	755	1004	-0.92
10-19	283	0.0493213	0.0020331	0.0010360	0.0000359	0.2826074	0.0000156	-5.8	0.2	0.6	913	1285	-0.97
10-20	283	0.0845311	0.0006545	0.0015509	0.0000131	0.2826687	0.0000193	-3.7	2.3	0.7	838	1154	-0.95
10-21	283	0.0956793	0.0004219	0.0017683	0.0000075	0.2826990	0.0000190	-2.6	3.3	0.7	800	1088	-0.95
10-22	283	0.0879501	0.0002454	0.0016931	0.0000071	0.2826973	0.0000190	-2.6	3.3	0.7	800	1091	-0.95
10-23	283	0.0844026	0.0002676	0.0015223	0.0000060	0.2826369	0.0000191	-4.8	1.2	0.7	883	1225	-0.95
10-24	283	0.1020538	0.0023050	0.0019499	0.0000436	0.2827190	0.0000187	-1.9	4.0	0.7	775	1046	-0.94
<b>Средн. СКВО</b>									<b>2.895</b>		<b>817</b>	<b>1117</b>	
									<b>1.496</b>		<b>57</b>	<b>95</b>	
11-2	287	0.0579317	0.0006766	0.0011284	0.0000090	0.2825589	0.0000137	-7.5	-1.4	0.5	984	1393	-0.97
11-3	287	0.1301093	0.0016793	0.0025485	0.0000234	0.2826120	0.0000150	-5.7	0.2	0.5	945	1290	-0.92
11-4*	287	0.0691452	0.0002654	0.0013045	0.0000052	0.2824108	0.0000147	-12.8	-6.7	0.5	1198	1725	-0.96

11-5	287	0.1635429	0.0039924	0.0029560	0.0000809	0.2826718	0.0000175	-3.5	2.2	0.6	867	1162	-0.91
11-6	287	0.1199583	0.0012449	0.0023385	0.0000300	0.2826312	0.0000165	-5.0	0.9	0.6	911	1245	-0.93
11-7	287	0.1830101	0.0029512	0.0031425	0.0000543	0.2827636	0.0000221	-0.3	5.4	0.8	734	957	-0.91
11-8	287	0.1167663	0.0006125	0.0021400	0.0000102	0.2826422	0.0000150	-4.6	1.3	0.5	890	1218	-0.94
11-9	287	0.1165163	0.0020004	0.0024994	0.0000358	0.2826143	0.0000153	-5.6	0.3	0.5	940	1285	-0.92
11-11	287	0.1292388	0.0006006	0.0023585	0.0000115	0.2826546	0.0000163	-4.2	1.7	0.6	878	1193	-0.93
11-13	287	0.1379915	0.0028438	0.0024637	0.0000516	0.2827729	0.0000178	0.0	5.9	0.6	706	928	-0.93
11-14	287	0.0964342	0.0016337	0.0017988	0.0000225	0.2826455	0.0000163	-4.5	1.5	0.6	877	1206	-0.95
11-15	287	0.1222845	0.0009001	0.0021944	0.0000108	0.2826119	0.0000164	-5.7	0.2	0.6	936	1287	-0.93
11-16	287	0.1162454	0.0004901	0.0019928	0.0000053	0.2826184	0.0000161	-5.4	0.5	0.6	921	1270	-0.94
11-18	287	0.1424543	0.0015197	0.0030659	0.0000475	0.2826638	0.0000184	-3.8	1.9	0.7	881	1181	-0.91
11-19	287	0.1469554	0.0123681	0.0025222	0.0001998	0.2826239	0.0000195	-5.2	0.6	0.7	927	1264	-0.92
<b>Средн.</b>									<b>0.96</b>		<b>906</b>	<b>1240</b>	
<b>СКВО</b>									<b>2.84</b>		<b>109</b>	<b>180</b>	

\* анализы исключенные из расчета средних и СКВО

Таблица В6. Результаты Sm-Nd-Pb изотопных измерений валовых проб гранитоидов Алайского сегмента ЮТШ

Проба <sup>a</sup>	Возр (Ma)	<sup>87</sup> Sr <sup>b</sup>	<sup>87</sup> Sr <sub>(t)</sub> <sup>c</sup>	<sup>143</sup> Nd <sup>b</sup>	$\epsilon$ Nd <sub>(t)</sub> <sup>c</sup>	T <sub>DM</sub> (Ga) <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb <sup>d</sup>	<sup>208</sup> Pb <sup>d</sup>	<sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb <sup>e</sup>	<sup>208</sup> Pb <sup>e</sup>
		<sup>86</sup> Sr	<sup>86</sup> Sr	<sup>144</sup> Nd			<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb
4	283	0.717419±4	0.70973	0.512229±2	-5.5	1.545	21.470	15.782	41.389	18.92	15.65	38.25
5	283	0.721120±4	0.70649	0.512238±2	-4.2	1.148	18.671	15.650	38.867	18.18	15.62	38.20
6A	283	0.717951±4	0.70654	0.512210±2	-5.3	1.330	18.434	15.598	38.508	18.19	15.59	38.17
6B	283	0.710979±6	0.70726	0.512208±2	-5.2	1.296	18.567	15.618	38.737	18.16	15.60	38.25
7	283	0.723969±8	0.70653	0.512266±2	-3.5	1.061	19.608	15.663	39.402	19.47	15.66	39.14
9	283	0.746004±5	0.70645	0.512235±2	-4.1	1.113	18.548	15.655	38.635	17.71	15.61	37.16
10	283	0.719582±3	0.70691	0.512248±2	-3.7	1.062	19.004	15.678	39.260	18.27	15.64	38.37
19	283	0.709515±4	0.70713	0.512268±2	-4.4	1.356	18.270	15.634	38.329	18.04	15.62	38.14
17	283	0.707742±4	0.70774	0.512145±3	-7.3	1.785	18.286	15.639	38.356	18.27	15.64	38.33

**a** Sr, Nd, и Pb выделялись с использование методов ионно-обменной хроматографии описанных Romer et al. (2005) и Romer & Nahne (2010).

**b**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , соответственно. Аналитические погрешности на уровне  $2\sigma_m$ .

**c**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  и  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  пересчитаны на возраст кристаллизации с использованием следующих рекомендованных констант:  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42\text{E-}11 \text{ y}^{-1}$  и  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54\text{E-}12 \text{ y}^{-1}$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = 0.1967$ , и  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = 0.512638$ , соответственно, и измеренных концентраций Sr и Nd. Модельные возрасты T<sub>DM</sub> рассчитаны по модели DePaolo (1981).

**d** Воспроизводимость на уровне  $2\sigma < 0.1\%$ .

**e** Изотопные составы свинца пересчитаны на возраст кристаллизации с использованием проанализированных концентраций Pb, Th, и U и констант рекомендованных IUGS ( $\lambda^{232}\text{Th} = 4.9475\text{E-}11 \text{ y}^{-1}$ ,  $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485\text{E-}10 \text{ y}^{-1}$ ,  $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125\text{E-}10 \text{ y}^{-1}$ ).

Таблица В7. Основные результаты датирования гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана методом SHRIMP-II по единичным зернам цирконов.

№	Проба	Возр., Ма $\pm 2\sigma$	СКВО	Тип возраста	Интерпретация и комментарии
1	T6-001	277 $\pm$ 3	1.00	Конкордантный*	Возраст кристаллизации (?)
2	T6-003	311 $\pm$ 4	1.00	Конкордантный	Возраст кристаллизации (?)
3	T6-007	382 $\pm$ 4	0.001	Конкордантный	Возраст кристаллизации
4	T6-009	505 $\pm$ 6	0.03	Конкордантный	Возраст кристаллизации
5	T6-010	288 $\pm$ 3	0.00016	Конкордантный	Мин возраст
6	T6-013	282 $\pm$ 6	0.68	Конкордантный	Возраст кристаллизации
7	T6-016	276 $\pm$ 4	0.17	Конкордантный	Возраст кристаллизации Одно ксеногенное зерно 513 $\pm$ 18 Ма
8	T6-017	286 $\pm$ 3	0.13	Конкордантный	Возраст кристаллизации Два ксеногенных ядра 784 и 602 Ма
9	T6-020	438 $\pm$ 6	0.36	Конкордантный	Возраст кристаллизации Одно ксеногенное зерно 2675 Ма
10	T6-021	274 $\pm$ 2	0.04	Конкордантный	Возраст кристаллизации
11	T6-022	286 $\pm$ 2	0.59	Конкордантный	Мин возраст
12	T6-026	294 $\pm$ 2	0.53	Конкордантный	Возраст кристаллизации (?)
13	T6-036	276 $\pm$ 7	0.12	Конкордантный	Возраст

					кристаллизации
14	T6-040	273 $\pm$ 3	0.14	Конкордантный	Возраст кристаллизации
15	T6-042	283 $\pm$ 2	0.24	Конкордантный	Возраст кристаллизации Одно ксеногенное зерно 890 Ma
16	T6-047	269 $\pm$ 4	0.11	Конкордантный	Возраст кристаллизации
17	T6-050	321 $\pm$ 2	0.20	Конкордантный	Возраст кристаллизации
18	T6-051	298 $\pm$ 5	0.69	Конкордантный	Возраст кристаллизации (?)
19	T6-057	315 $\pm$ 2	0.10	Конкордантный	Возраст кристаллизации (?)
20	T6-061	422 $\pm$ 4	0.19	Конкордантный	Возраст кристаллизации. Одно ксеногенное зерно 971 Ma
21	T6-064	420 $\pm$ 4	0.0004	Конкордантный	Мин возраст
22	T6-064a	419 $\pm$ 5	0.34	Конкордантный	Возраст кристаллизации
23	T6-067	304 $\pm$ 3	0.21	Конкордантный	Возраст кристаллизации
24	T6-069	311 $\pm$ 3	0.21	Конкордантный	Возраст кристаллизации. Одно ксеногенное зерно 436 Ma
25	T6-075	429 $\pm$ 4	0.06	Конкордантный	Возраст кристаллизации
26	T6-076	416 $\pm$ 4	0.06	Конкордантный	Возраст кристаллизации
27	T6-077	314 $\pm$ 4	1.5	Конкордантный	Возраст

					кристаллизации
28	T6-079	429 $\pm$ 7	0.92	Конкордантный	Возраст кристаллизации
29	T6-081	314 $\pm$ 3	0.05	Конкордантный	Возраст кристаллизации. Два ксеногенных зерна, конк. возр. 442 $\pm$ 10 Ma
30	T6-082	318 $\pm$ 5	0.12	Конкордантный	Возраст кристаллизации
31	T6-083	320 $\pm$ 3	0.02	Конкордантный	Возраст кристаллизации
32	T6-084	401 $\pm$ 5	0.002	Конкордантный	Возраст кристаллизации
33	T6-086	428 $\pm$ 6	0.67	Конкордантный	Возраст кристаллизации
34	T6-087	309 $\pm$ 5	0.45	Конкордантный	Возраст кристаллизации
35	T6-089	308 $\pm$ 3	0.75	Конкордантный	Возраст кристаллизации
36	T6-092	397 $\pm$ 3	0.06	Конкордантный	Возраст кристаллизации
37	T6-096	289 $\pm$ 3	0.17	Конкордантный	Возраст кристаллизации
38	T6-101	302 $\pm$ 4	0.57	Конкордантный	Возраст кристаллизации
39	T6-104	301 $\pm$ 3	0.03	Конкордантный	Возраст кристаллизации
40	T6-106	299 $\pm$ 3	0.25	Конкордантный	Возраст кристаллизации



Таблица В8. Результаты Sm-Nd изотопных измерений валовых проб гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана

Sample	Age (Ma)	Sm ppm	Nd ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Ndt	eNdt	Tdm	Tdm*	Rb ppm	Sr ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Srt
T6-007	382	2,7	10,9	0,1492	0,512879	0,512506	7,0	492	474	10	153	0,194	0,70585	0,7048
T6-010	288	6,8	38,6	0,1060	0,512373	0,512173	-1,8	973	1218	194	539	1,042	0,71115	0,7069
T6-013	282	1,7	9,6	0,1069	0,512619	0,512421	2,9	657	812	40	654	0,178	0,70495	0,7042
T6-017	286	4,8	23,0	0,1261	0,512399	0,512163	-2,1	1136	1237	171	192	2,577	0,71672	0,7062
T6-020	438	0,8	2,3	0,1978	0,512907	0,512339	5,2	1307	707	26	292	0,258	0,70816	0,7066
T6-021	274	9,1	45,2	0,1223	0,512361	0,512142	-2,8	1150	1285	250	21	35,4	0,83899	0,7010
T6-022	286	5,9	31,1	0,1145	0,512338	0,512123	-2,9	1100	1298	162	238	1,968	0,71474	0,7067
T6-026	294	5,5	29,8	0,1124	0,512373	0,512156	-2,0	1031	1237	188	582	0,933	0,70940	0,7055
T6-040	273	4,2	24,4	0,1047	0,512202	0,512015	-5,3	1184	1474	174	337	1,495	0,71491	0,7091
T6-042	283	7,8	38,2	0,1243	0,512319	0,512089	-3,6	1239	1353	198	195	2,950	0,72017	0,7083
T6-047	269	6,6	36,4	0,1101	0,512215	0,512022	-5,3	1223	1469	240	197	3,520	0,72162	0,7081
T6-050	321	6,5	39,9	0,0989	0,512320	0,512112	-2,2	983	1270	83	176	1,363	0,71164	0,7054
T6-051	298	5,1	29,7	0,1041	0,512358	0,512155	-1,9	977	1234	236	158	4,330	0,72289	0,7045
T6-057	315	4,8	20,9	0,1382	0,512483	0,512198	-0,7	1147	1142	181	251	2,090	0,71399	0,7046
T6-061	422	2,6	13,2	0,1195	0,512297	0,511967	-2,5	1213	1363	167	131	3,680	0,72278	0,7007
T6-064	420	4,1	21,8	0,1138	0,512764	0,512451	6,9	494	516	190	189	2,902	0,70457	0,6872
T6-067	304	3,8	22,8	0,1017	0,512346	0,512144	-2,0	973	1243	144	263	1,583	0,71274	0,7059
T6-069	311	3,9	24,2	0,0969	0,512338	0,512141	-1,9	945	1238	136	418	0,940	0,71024	0,7061
T6-075	429	6,6	32,3	0,1244	0,512176	0,511826	-5,1	1463	1563	129	253	1,479	0,71462	0,7056
T6-076	416	6,4	35,4	0,1098	0,512201	0,511902	-3,9	1240	1469	163	207	2,275	0,71922	0,7057
T6-077	314	4,4	24,1	0,1104	0,512425	0,512198	-0,7	941	1144	145	387	1,084	0,71130	0,7065
T6-079	429	4,7	23,5	0,1205	0,512382	0,512043	-0,8	1099	1236	140	213	1,912	0,72917	0,7175
T6-082	318	2,7	15,4	0,1050	0,512410	0,512191	-0,7	917	1149	102	582	0,509	0,70801	0,7057
T6-084	401	4,9	31,0	0,0962	0,512132	0,511879	-4,7	1189	1519	140	106	3,847	0,71793	0,6960
T6-086	428	5,0	26,2	0,1157	0,512149	0,511824	-5,1	1383	1567	158	127	3,614	0,72654	0,7045
T6-087	309	4,2	22,5	0,1140	0,512509	0,512278	0,7	855	1020	167	253	1,911	0,71502	0,7066
T6-089	308	3,9	21,0	0,1117	0,512422	0,512197	-0,9	955	1153	236	177	3,868	0,72176	0,7048
T6-092	397	5,8	34,9	0,1006	0,512384	0,512122	-0,1	917	1152	157	66	6,886	0,74356	0,7046
T6-096	289	7,0	35,4	0,1197	0,512301	0,512075	-3,7	1211	1367	291	81	10,45	0,74637	0,7034
T6-101	302	3,6	21,2	0,1041	0,512279	0,512073	-3,4	1079	1353	198	433	1,327	0,71214	0,7064
T6-104	301	4,4	24,0	0,1097	0,512328	0,512112	-2,7	1066	1295	114	434	0,758	0,70927	0,7060
T6-106	299	5,8	35,5	0,0983	0,512279	0,512087	-3,2	1029	1337	208	389	1,549	0,71277	0,7062

Tdm рассчитан по модели DePaolo, 1981

Tdm\* рассчитан по модели DePaolo и др., 1991

параметры:

<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd CHUR= 0.1967; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd CHUR= 0.512638

<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd DM= 0.222; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd DM= 0.513114

<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr BE= 0.0839; <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr BE= 0.7045

Таблица В9. Результаты измерений изотопных составов свинца в валовых пробах гранитоидов западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана

Sample	Age	U	Th	U/Pb	Th/Pb	Pb	U/Th
T6-007	382	0,86	1,67	0,48	0,93	1,81	0,51
T6-010	288	8,90	27,78	0,84	2,64	10,53	0,32
T6-013	282	1,01	6,08	0,55	3,29	1,85	0,17
T6-017	286	5,84	10,68	1,63	2,99	3,57	0,55
T6-020	438	0,15	2,95	0,02	0,48	6,21	0,05
T6-021	274	10,31	18,06	0,49	0,87	20,84	0,57
T6-022	286	3,97	13,73	0,30	1,05	13,09	0,29
T6-026	294	3,71	15,61	0,27	1,14	13,74	0,24
T6-040	273	4,12	17,78	0,32	1,39	12,76	0,23
T6-042	283	3,70	15,46	0,43	1,79	8,63	0,24
T6-047	269	5,63	21,05	0,54	2,04	10,33	0,27
T6-050	321	1,41	10,56	0,21	1,58	6,67	0,13
T6-051	298	9,14	17,64	1,23	2,37	7,45	0,52
T6-057	315	1,96	10,94	0,12	0,67	16,28	0,18
T6-061	422	2,66	14,82	0,12	0,68	21,82	0,18
T6-064	420	3,24	12,96	1,03	4,11	3,15	0,25
T6-067	304	8,78	15,22	0,20	0,35	43,26	0,58
T6-069	311	5,42	10,79	0,38	0,75	14,39	0,50
T6-075	429	2,71	12,52	0,48	2,24	5,60	0,22
T6-076	416	3,49	14,18	0,27	1,10	12,92	0,25
T6-077	314	5,54	13,92	0,90	2,27	6,13	0,40
T6-079	429	3,44	11,87	0,25	0,87	13,69	0,29
T6-082	318	3,63	10,39	0,66	1,90	5,47	0,35
T6-084	401	1,93	13,06	0,50	3,37	3,88	0,15
T6-086	428	3,30	13,40	0,51	2,07	6,46	0,25
T6-087	309	3,14	10,19	0,53	1,71	5,97	0,31
T6-089	308	5,62	8,79	0,44	0,69	12,79	0,64
T6-092	397	2,59	16,52	1,54	9,83	1,68	0,16
T6-096	289	8,32	36,78	0,71	3,12	11,78	0,23
T6-101	302	5,02	20,81	0,34	1,42	14,62	0,24
T6-104	301	4,07	11,88	1,08	3,14	3,78	0,34
T6-106	299	7,16	18,09	0,49	1,23	14,75	0,40

Таблица В9. Продолжения

Sample	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{bi}}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{bi}}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{bi}}$
T6-007	30,747	61,830	19,288	15,644	38,802	17,411	15,542	37,623
T6-010	56,436	182,114	20,718	15,823	39,782	18,139	15,689	37,168
T6-013	34,661	215,888	18,588	15,610	38,397	17,038	15,529	35,364
T6-017	106,762	201,850	19,869	15,746	38,974	15,026	15,494	36,098
T6-020	1,568	31,023	18,334	15,611	38,077	18,224	15,605	37,398
T6-021	32,164	58,186	19,551	15,712	38,956	18,155	15,640	38,161
T6-022	19,770	70,591	19,743	15,762	38,904	18,846	15,715	37,898
T6-026	17,553	76,402	19,443	15,683	39,201	18,624	15,641	38,081
T6-040	20,964	93,452	19,393	15,684	39,003	18,486	15,637	37,733
T6-042	27,789	119,851	19,170	15,719	39,079	17,923	15,654	37,390
T6-047	35,323	136,521	19,197	15,735	39,123	17,692	15,658	37,294
T6-050	13,430	103,823	18,349	15,607	38,551	17,664	15,571	36,889
T6-051	80,145	159,910	19,839	15,727	39,088	16,047	15,529	36,713
T6-057	7,610	43,915	18,229	15,629	38,269	17,847	15,609	37,579
T6-061	7,739	44,565	18,316	15,634	38,528	17,793	15,606	37,588
T6-064	66,088	272,786	18,828	15,636	38,884	14,378	15,390	33,157
T6-067	12,886	23,075	18,425	15,612	38,399	17,803	15,579	38,049
T6-069	24,048	49,491	18,667	15,637	38,583	17,478	15,574	37,815
T6-075	31,172	148,612	18,678	15,672	39,093	16,533	15,554	35,905
T6-076	17,370	72,853	18,581	15,665	39,047	17,423	15,602	37,532
T6-077	58,283	151,286	18,991	15,651	38,992	16,082	15,498	36,624
T6-079	16,229	57,834	19,014	15,699	39,007	17,897	15,637	37,767
T6-082	42,727	126,443	18,971	15,657	38,975	16,811	15,543	36,970
T6-084	32,739	229,382	19,071	15,674	40,537	16,970	15,559	35,941
T6-086	32,780	137,769	18,663	15,681	39,064	16,413	15,557	36,116
T6-087	33,878	113,701	18,958	15,655	38,953	17,294	15,568	37,202
T6-089	28,104	45,413	18,756	15,621	38,610	17,380	15,549	37,912
T6-092	105,516	694,356	20,596	15,752	41,718	13,894	15,386	27,945
T6-096	45,972	209,990	19,162	15,641	39,528	17,054	15,531	36,504
T6-101	22,097	94,627	18,824	15,652	38,944	17,765	15,596	37,519
T6-104	71,288	215,067	20,180	15,708	39,827	16,773	15,530	36,600
T6-106	31,519	82,284	19,181	15,656	39,288	17,685	15,578	38,062

Таблица В10. Изотопный состав Hf в цирконах из магматических пород западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана.

N	Sample	U-Pb Age t (Ma)	Measured Lu-Hf ratios						$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\pm 1\text{SD}$	$\epsilon\text{Hf}(t) \pm 1\text{SD}$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}} (\text{Ga})$	$T_{\text{R}}^{\text{C}} (\text{Ga})$	
			$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} \pm 1\text{SD}$								
1	T6-001	277	0,282895	0,00013	0,0012	0,0003	0,05	0,01	0,282888	0,00014	11,0	2,6	0,51	0,63	0,19
2	T6-003	311	0,282714	0,00024	0,0009	0,0004	0,03	0,01	0,282708	0,00024	5,5	7,5	0,76	1,01	0,41
3	T6-007	382	0,282991	0,00004	0,0072	0,0015	0,28	0,07	0,282940	0,00004	14,3	1,5	0,44	0,47	0,10
4	T6-009	505	0,282853	0,00003	0,0036	0,0007	0,16	0,04	0,282819	0,00003	12,7	1,1	0,61	0,67	0,11
5	T6-010	288	0,282615	0,00002	0,0008	0,0003	0,03	0,01	0,282611	0,00002	0,7	0,7	0,90	1,27	0,61
6	T6-013	282	0,282958	0,00006	0,0012	0,0006	0,04	0,02	0,282952	0,00006	12,5	12,4	0,42	0,51	0,14
7	T6-016	276	0,282749	0,00020	0,0019	0,0006	0,07	0,02	0,282738	0,00021	5,5	5,9	0,73	0,97	0,43
8	T6-017	286	0,282646	0,00006	0,0019	0,0006	0,09	0,04	0,282635	0,00006	2,3	0,2	0,88	0,15	0,55
9	T6-020	438	0,283015	0,00006	0,0022	0,0014	0,07	0,04	0,282998	0,00005	16,0	2,0	0,35	0,36	0,07
10	T6-021	274	0,282603	0,00001	0,0014	0,0005	0,06	0,02	0,282596	0,00001	-0,3	0,6	0,93	1,32	0,66
11	T6-022	286	0,282601	0,00004	0,0013	0,0004	0,06	0,01	0,282593	0,00004	0,0	1,6	0,93	1,31	0,64
12	T6-026	294	0,282591	0,00003	0,0009	0,0002	0,03	0,01	0,282585	0,00003	-0,2	1,1	0,94	1,33	0,65
13	T6-036	276	0,282756	0,00002	0,0010	0,0002	0,04	0,01	0,282751	0,00002	5,3	1,0	0,70	0,96	0,43
14	T6-040	273	0,282499	0,00002	0,0007	0,0003	0,03	0,01	0,282496	0,00002	-3,8	0,8	1,06	1,54	0,78
15	T6-042	283	0,282635	0,00003	0,0008	0,0001	0,03	0,01	0,282631	0,00003	1,2	0,9	0,87	1,23	0,59
16	T6-047	269	0,282553	0,00006	0,0014	0,0004	0,06	0,02	0,282546	0,00006	-2,0	1,9	1,00	1,43	0,73
17	T6-050	321	0,282601	0,00003	0,0010	0,0001	0,04	0,01	0,282595	0,00003	0,9	0,9	0,92	1,28	0,60
18	T6-051	298	0,282634	0,00004	0,0019	0,0008	0,08	0,04	0,282625	0,00004	0,5	2,3	0,90	1,26	0,64
19	T6-057	315	0,282641	0,00006	0,0011	0,0004	0,04	0,01	0,282634	0,00007	0,5	0,3	0,87	1,20	0,56
20	T6-061	422	0,282480	0,00003	0,0010	0,0003	0,04	0,01	0,282472	0,00002	-1,3	0,8	1,09	1,50	0,67

Таблица В10. Продолжение

N	Sample	U-Pb Age t (Ma)	Measured Lu-Hf ratios						$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\pm 1\text{SD}$	$\epsilon\text{Hf}(t) \pm 1\text{SD}$	$T_{\text{DM}} \text{ (Ga)}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}} \text{ (Ga)}$	$T_{\text{R}}^{\text{C}} \text{ (Ga)}$	
			$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$							
21	T6-064	420	0,282425	0,00004	0,0010	0,0002	0,04	0,01	0,282418	0,00004	-3,0	1,5	1,17	1,62	0,74
22	T6-064A	420	0,282442	0,00003	0,0008	0,0003	0,03	0,01	0,282435	0,00004	-2,6	1,3	1,14	1,58	0,72
23	T6-067	304	0,282629	0,00002	0,0010	0,0003	0,04	0,01	0,282623	0,00002	1,4	0,7	0,88	1,23	0,58
24	T6-069	311	0,282629	0,00005	0,0012	0,0002	0,04	0,01	0,282622	0,00005	1,8	1,2	0,89	1,22	0,56
25	T6-075	429	0,282345	0,00006	0,0009	0,0002	0,04	0,01	0,282338	0,00006	-6,4	2,6	1,28	1,81	0,85
26	T6-076	416	0,282470	0,00002	0,0010	0,0003	0,04	0,01	0,282462	0,00002	-1,8	0,8	1,11	1,53	0,69
27	T6-077	314	0,282701	0,00003	0,0009	0,0003	0,04	0,01	0,282696	0,00003	4,2	1,2	0,78	1,06	0,47
28	T6-079	429	0,282437	0,00004	0,0021	0,0005	0,09	0,02	0,282420	0,00004	-3,0	1,3	1,19	1,61	0,76
29	T6-081	314	0,282585	0,00014	0,0012	0,0007	0,04	0,02	0,282577	0,00014	0,8	3,9	0,95	1,31	0,60
30	T6-082	318	0,282721	0,00002	0,0012	0,0003	0,05	0,01	0,282714	0,00002	4,9	0,1	0,76	1,02	0,44
31	T6-083	320	0,282783	0,00003	0,0016	0,0006	0,06	0,02	0,282774	0,00003	7,1	1,1	0,68	0,88	0,36
32	T6-084	401	0,282671	0,00007	0,0024	0,0005	0,11	0,02	0,282654	0,00007	4,4	3,0	0,86	1,11	0,46
33	T6-086	428	0,282439	0,00002	0,0017	0,0004	0,07	0,02	0,282425	0,00002	-2,9	1,1	1,17	1,60	0,75
34	T6-087	309	0,282700	0,00002	0,0007	0,0001	0,03	0,00	0,282696	0,00002	4,0	0,8	0,78	1,07	0,47
35	T6-089	308	0,282650	0,00006	0,0013	0,0003	0,05	0,01	0,282643	0,00006	2,2	2,1	0,86	1,19	0,55
36	T6-092	397	0,282663	0,00006	0,0024	0,0006	0,10	0,03	0,282644	0,00005	4,3	1,8	0,87	1,13	0,47
37	T6-096	289	0,282568	0,00003	0,0014	0,0006	0,06	0,03	0,282560	0,00003	-1,2	1,0	0,98	1,39	0,69
38	T6-101	302	0,282579	0,00002	0,0010	0,0001	0,04	0,01	0,282573	0,00002	-0,4	0,5	0,95	1,35	0,65
39	T6-104	301	0,282588	0,00003	0,0012	0,0002	0,05	0,01	0,282581	0,00003	-0,2	1,0	0,95	1,33	0,65
40	T6-106	299	0,282522	0,00005	0,0011	0,0002	0,04	0,01	0,282516	0,00005	-2,5	1,7	1,04	1,48	0,74

**SAINT-PETERSBURG STATE UNIVERSITY**

*manuscript copyright*

**Konopelko Dmitry Leonidovich**

**PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF WESTERN TIEN SHAN**

Scientific specialization: 25.00.01 – General and regional geology

Dissertation submitted for the degree of doctor of geological and mineralogical  
sciences

Translation from Russian

Scientific consultant:  
Prof. Doctor of Geological and  
Mineralogical Sciences,  
Biske Georgiy Sergeevich

**Saint-Petersburg**

**2020**

## Оглавление

<b>Introduction</b> .....	4
<b>Chapter 1. Current state of research problem</b> .....	10
1.1. Geology of western Tien Shan and characteristics of Paleozoic granitoid magmatism.....	10
1.1.1. Geological structure of western Tien Shan .....	11
1.1.2. Paleozoic granitoid magmatism of western Tien Shan with special references to early Permian postcollisional series .....	15
1.2. Postcollisional stage of the evolution of continental orogens and origin and geochemistry of postcollisional granitoids.....	19
1.3. Principles of interpretation of granite genesis utilizing Nd-Sr-Pb-Hf isotopic data .....	27
<b>Chapter 2. Postcollisional intrusions of the Kokshaal Segment of South Tien Shan</b> .....	31
2.1. Geology of the Kokshaal Segment and main types of postcollisional granitoid series.....	31
2.2. Subalkaline granitoids of the central part of the Kokshaal Segment. ....	35
2.2.1. Geochemistry.....	40
2.2.2. Whole rock Nd isotopic composition .....	44
2.2.3. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology.....	46
2.2.4. Petrogenesis of granites .....	48
2.3. Evolved leucogranites of eastern Kokshaal and calc-alkaline intrusions in the Atbashi-Inylchek Fault zone.....	52
2.3.1. U–Pb zircon dating.....	58
2.3.2. Geochemistry.....	61
2.3.4. Petrogenesis .....	65
2.4. Conclusions on postcollisional magmatism of the Kokshaal Segment.....	67
<b>Chapter 3. Postcollisional intrusions of the Alai Segment of South Tien Shan</b> .....	74
3.1. Geology of the Alai Segment of South Tien Shan.....	74
3.1.1. Bukantau-Kokshaal thrust belt .....	77
3.1.2. Zeravshan-Alai block.....	82
3.1.3. Syn and post-collisional deformations.....	83
3.2. Description of post-collisional intrusions, previous work, sampling and petrography.....	84
3.2.1. Geochemistry.....	94
3.2.2. Zircon U–Pb ages and Hf-in-zircon isotopic data.....	97
3.2.3. Whole-rock Sr, Nd and Pb isotopic compositions.....	101
3.3. Petrogenesis and geodynamic setting of postcollisional intrusions of the Alai Segment.....	103
3.4. Conclusive remarks.....	107
<b>Chapter 4. Paleozoic granitoid magmatism of South and Middle Tien Shan in Uzbekistan</b> .....	109



<b>4.1. Geological setting of western Tien Shan in Uzbekistan and studied areas.....</b>	<b>109</b>
<b>4.2. Geological structure of investigated terranes and sampling.....</b>	<b>110</b>
4.2.1. Sultan-Uvais.....	110
4.2.2. Kyzylkum Segment of the South Tien Shan.....	113
4.2.3. Gissar Segment of the South Tien Shan .....	121
4.2.4. Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan.....	123
4.2.5. Comparative characteristics of Paleozoic sedimentary sections and magmatism of studied terranes.....	126
<b>4.3. Methods and results of investigation of granitoids from western Uzbekistan .....</b>	<b>128</b>
4.3.1. Petrography.....	128
4.3.2. Geochemistry.....	128
4.3.3. U-Pb zircon SHRIMP dating.....	137
4.3.4. Whole-rock Sm-Nd, Rb-Sr, Pb and Hf-in-zircon isotopic geochemistry.....	137
<b>4.4. Conclusive remarks on isotopic geochemistry of the studied granitoids .....</b>	<b>144</b>
<b>4.5.6. Interpretation of obtained results for granitoids of western Uzbekistan .....</b>	<b>147</b>
4.5.1. Sultan-Uvais.....	147
4.5.2. Kyzylkum Segment of the South Tien Shan.....	148
4.5.3. Gissar Segment of the South Tien Shan .....	149
4.5.4. Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan.....	150
<b>4.6. Geochemistry, petrogenesis and metallogeny of postcollisional intrusions of the Kyzylkum Segment: a case study from the gold-bearing Koshrabad massif .....</b>	<b>151</b>
4.6.1. Geology of the Northern Nuratau range.....	152
4.6.2. Geological structure of the Koshrabad massif .....	154
4.6.3. Geochemistry of the Koshrabad rock assemblage .....	158
4.6.4. Petrogenesis .....	163
4.6.5. The genesis of gold mineralization.....	164
4.6.6. Conclusive remarks on the Koshrabad massif.....	167
4.6.7. The geodynamic setting of postcollisional intrusion in the North Nuratau Ridge .....	167
<b>4.7. Conclusions: geodynamic model of Paleozoic evolution of western Tien Shan and tectonic settings of granitoid series.....</b>	<b>169</b>
<b>5. Conclusions.....</b>	<b>175</b>
<b>Reference list .....</b>	<b>183</b>
<b>Appendices .....</b>	<b>218</b>
Appendix A. Photographs.....	218
Appendix B. Chemical analyses of granitoid rocks from western Tien Shan.....	223
Appendix C. Isotopic and geochronological investigations.....	245

## **Introduction**

### **Significance of the chosen research topic**

Evolution of granitoid magmatism in the fold-and-thrust belts comprises one of the fundamental problems in Earth sciences. Composition and geochemical affinities of granitoid rocks can be used as important indicators of their geodynamic settings and provide crucial information about their crustal sources. Paleozoic formations of western Tien Shan, comprising the southern part of giant Central Asian Orogenic Belt, are characterized by the wide-spread granitoid rocks, occupying from 30 to 80 % at the present day erosion surface. A number of unique ore deposits, which make the Tien Shan the richest gold province of Eurasia, are associated with intrusions of Paleozoic granitoids. Application of new precise geochemical and geochronological methods allowed to decipher petrogenesis and geodynamic settings of key granitoid series and to reconstruct the regional evolution of the granitoid magmatism and to characterize the crustal structures and metallogenic potential of various terranes of western Tien Shan. New geochemical and geochronological data, obtained in this study, were used to reconstruct the geological history of Tien Shan during the Paleozoic and to propose models explaining the origin and compositional variations of granitoid series in various terranes of Tien Shan.

### **Objectives of the research**

Main objective of the research was to understand the evolution of granitoid magmatism at convergent plate boundaries at the point of transition from subduction to continental collision stages utilizing the Hercynian western Tien Shan fold belt on the territory of Uzbekistan, Tajikistan and Kyrgyzstan as a case study.

The main objects of the study included Hercynian postcollisional granitoids that formed on a former passive margin of the Turkestan Ocean in the Kyzylkum, Gissar, Alai and Kokshaal Segments of the South Tien Shan. Supra-subduction granitoids and the transition from subduction-related to postcollisional magmatism were studied at the northern active margin of the Turkestan Ocean in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan and in Sultan-Uvais mountains. Special attention was given to magmatic series characterizing the variation of geochemical types of granitoids of Tien Shan. In particular, intrusions associated

with important and well documented ore deposits, as well as plutons, which are considered as indicators of geodynamic settings, such as the shear-related and stitching intrusions, were specifically chosen for the study.

Particular tasks to achieve the main objectives of the research included: (1) Selection of the study objects and their geological and petrographic investigation; (2) Determination of crystallization ages of granitoids utilizing *in situ* U-Pb zircon dating; (3) Determination of chemical and Nd-Sr-Pb-Hf isotopic composition of the rocks utilizing high precision analytical methods; (4) Geochemical classification of the granitoid series on a regional scale with reconstruction of their geodynamic settings and petrogenetic interpretation of the most important magmatic suites and related ore deposits; (5) Outlining of sources of granitoid series based on their isotopic compositions and characterization of continental crust of the main terranes of western Tien Shan; (6) Analysis and generalization of the obtained data aimed to reconstruct the geological history of Tien Shan and to propose models explaining the origin and compositional variations of granitoid series in various terranes of Tien Shan.

### **Materials for research**

This work is based on geological observations and field materials, collected by the author during his field work and geological excursions in Tien Shan in 1990 - 2017. Prior to shifting his research interests to Tien Shan, the author spent several years studying the postcollisional magmatic series of the Fennoscandian shield and other regions. The results of these studies were not included in this work though they provided important background for understanding the genesis of postcollisional granitoids. Field work in Tien Shan was accompanied by geological mapping and sampling for petrographic, geochemical and geochronological investigations. Own collection of the author included about 900 rock samples from various regions of Tien Shan. Rock samples from collections of Kyrgyzstan Geological Survey and from the Natural History Museum, London, UK were also used for research.

### **Research methods**

Research procedures included application of high precision analytical methods, which are described in detail in corresponding sections of this work. All granitoid rock samples (about 400) were analyzed for major and trace elements in the leading European laboratories. Ages of the most important samples of granitoids (about 80) were obtained utilizing *in situ* U-

Pb zircon dating. Most of these samples were dated utilizing high resolution secondary ion microprobe SHRIMP-II in the VSEGEI laboratory in Saint-Petersburg. Hf isotope analyses in zircon from 40 whole-rock samples were carried out at the Macquarie University, Australia. Isotopic composition of Hf in zircon was analyzed in the same domains, which was previously analyzed by ion microprobe SHRIMP II at VSEGEI, St Petersburg. Whole rock samples of the geochronologically investigated granitoids were also analyzed for their Sr, Nd and Pb isotopic compositions (about 70 samples). In addition, a number of specific methods including microprobe analysis of minerals and Ar-Ar dating were used for particular research tasks. These methods are also described in corresponding sections of this work and/or cited publications of the author.

### **Scientific novelty**

In this work, the Paleozoic magmatic series of western Tien Shan for the first time were studied utilizing a complex of high precision analytical methods including *in situ* U-Pb zircon dating and determination of Nd-Sr-Pb-Hf isotopic compositions. Geochemical classification of the studied granitoid suites allowed to distinguish supra-subduction and postcollisional series and to characterize their spatial distribution in various terranes of Tien Shan. Based on *in situ* U-Pb zircon dating, time intervals of Devonian-Carboniferous supra-subduction and early Permian postcollisional magmatic episodes were for the first time determined with high precision. Analysis of new geochemical data allowed to explain the main trends of compositional evolution of granitoids on a regional scale and to decipher petrogenesis of the most characteristic magmatic suites. It was established that the compositional trends of evolution of granitoid series were controlled by compositions of their parental melts, which evolved in various geodynamic environments. Results of isotopic geochemical investigations and isotopic mapping of granitoids provided first characteristics of the crust of various parts of western Tien Shan. It was shown that the majority of the granitoids have crustal isotopic compositions, and their model ages point to their origin from Meso- to Neoproterozoic crust. The obtained results allowed to reconstruct the geological history of Tien Shan and to propose models explaining the origin of granitoids in various terranes.

### **Practical applications**

The obtained results allowed to delineate the main geochemical types of the Paleozoic granitoids of western Tien Shan and to connect their geochemical and metallogenic features with particular geodynamic settings, which can be used as a basis for metallogenic forecast in other similar fold belts. New geochronological data on the ages of intrusions, hosting important ore deposits, in several cases allowed to reconsider existing points of view on the ages of mineralization and to re-evaluate metallogenic potential of certain areas of Tien Shan. In the course of this study, new occurrence of chalcopyrite mineralization was discovered, and further investigations allowed to connect mineralization with an alkaline pluton and to re-evaluate its metallogenic potential (Konopelko et al., 2014). The obtained ages of intrusive series and metamorphic complexes were used for new generation of geological map sheets of Central Asian countries. Besides, various materials on regional geology and rare rock types, collected in the course of this study, were used for several lecture courses given by the author in SPbGU.

### **Thesis statements to be defended**

1. In western Tien Shan there established 4 stages of Paleozoic magmatism related to the evolution of the Turkestan paleo-ocean: 1) plagiogranites of ophiolites with ages 506 – 438 Ma; 2) supra-subduction granitoids with ages in the ranges 429 – 414 and 320 – 300 Ma; 3) postcollisional granitoids with ages 295 – 280 Ma.

2. Magmatic series of former active margins, exposed in the Chatkal-Kurama, Gissar and Sultan-Uvais, are represented by supra-subduction granitoids of calc-alkaline series (I-type granites) and by postcollisional shoshonitic granitoids. Postcollisional magmatism at former passive margins was controlled by the composition of the basement: homogeneous A-type granites predominate in the Kokshaal Segment, built up on Precambrian basement, while varied I- S- and A-type granites formed in the Alai and Kyzylkum Segments with more heterogeneous basements.

3. Most of the granitoids of western Tien Shan were derived from Neoproterozoic or older continental crust. Granitoids derived from juvenile island arc crust were established only in northern Kyzylkum and Sultan-Uvais.

4. Postcollisional granitoids formed in various geodynamic settings. Shoshonitic series of the Chatkal-Kurama were produced from enriched mantle wedge as a result of slab break-

off. Origin and emplacement of intrusions in the Nuratau mountains and in the Kokshaal Segment was controlled by uplift of asthenospheric material in regional shear zones. Heterogeneous basement structures of the Kyzylkum and Alai Segments enabled delamination of the lower crust and its replacement by asthenospheric material.

### **Approbation of the study and publications**

Principal results of this dissertation were published in 26 research and review papers (including 23 in the English language) in the national and international journals indexed in Web of Science and Scopus databases, and in more than 50 conference proceedings. The defended theses and main conclusions of this work were comprehensively presented at national and international conferences, the most important of which included 7<sup>th</sup> International symposium on rapakivi granites (Helsinki, 1996), 9<sup>th</sup> EUG meeting (Strasbourg, 1997), CERCAMS meetings in the Natural History Museum (London, 2002, 2011, 2014, 2016), «Paleozoic geodynamics and metallogeny of Chinese Altai and Tian Shan» (Urumchi, 2003), «Porphyry and epithermal deposits of Chatkal-Kurama region» (Tashkent, 2006), Goldschmidt Conferences on geochemistry (Canada, 2008 and France, 2017), 6<sup>th</sup> and 7<sup>th</sup> Hutton Symposia on Granites and Related Rocks (South Africa, 2007 and Spain, 2011), 33<sup>rd</sup> and 35<sup>th</sup> International geological congresses (Oslo, 2008 and Capetown, 2016), V.E. Khain Conference «Current state of Earth Science problems» (Moscow, 2011), G.M. Saranchina and F.Yu. Levinson-Lessing conference (Saint-Petersburg, 2012), as well as IGCP–510, IGCP–592 and IGCP–599 workshops and others.

### **Scope and structure of the thesis**

The dissertation consists of Introduction, 4 Chapters and Conclusions, and contains 284 text pages, 76 figures, reference list (372 references) and appendices with results of petrographic, geochemical, geochronological investigations and photographs.

The first Chapter provides a review of current understanding of geological structure of western Tien Shan and spatial distribution and characteristic features of the Paleozoic granitoid series. Because the main volume of granitoids series of western Tien Shan is represented by postcollisional magmatic series, models for postcollisional magmatism are specifically described in the second part of this Chapter. Finally, principles of interpretation of genesis of granitoids, utilizing Nd-Sr-Pb-Hf isotopic data and applied in this work, are described in the

last section of the first Chapter. The second and third Chapters describe the late Paleozoic granitoids of the Kokshaal and Alai Segments of South Tien Shan, correspondingly. The fourth Chapter describes the late Paleozoic granitoids of western Tien Shan on the territory of Uzbekistan, which are represented by subduction-related and postcollisional series formed from Silurian to early Permian. General conclusions and defended theses are summarized in the fifth Chapter.

### **Acknowledgments**

This work was performed at the Regional geology department of Geological faculty and lately Institute of the Earth Sciences of Saint-Petersburg State University. The author is grateful to the scientific consultant of this work, Prof. Yu.S. Biske, for his company during the field work in Tien Shan, critical comments and friendliness. Current and former heads of the Regional geology department, V.B. Ershova and A.K. Khudoley, are acknowledged for their support and tolerance to long field and business trips of the author. The author appreciates support and assistance from many of his faculty colleagues, and in particular, V.V. Ivanikov, S.V. Petrov and A.N. Zaitsev. Special thanks go to Prof. O. Eklund and Prof. R. Seltmann for their generous support and long-term cooperation. Very useful was cooperation with K. Kullerud from University of Tromsø, Norway, and R. Klemd from University of Erlangen, Germany, who took part in mutual field work and research in Tien Shan. This work would be impossible without support from my colleagues in Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan: V.M. Nenakhov, A.V. Jenchuraeva, A.V. Neevin, F.K. Apayarov, F.K. Divaev, I.N. Ganiev, Yu.M. Mamadjanov and A.S. Niyozov who helped to organize field work in remote areas of Tien Shan. AngloGold Ashanti Limited and Talas Copper Gold offered interesting research projects and allowed publication of the results. Staff of the SHRIMP laboratory in VSEGEI is acknowledged for their support and assistance. The work was supported by grants from RFBR (96-05-66280 and 98-05-65644), NorFa, INTAS (Nr 05-1000008-7938), Museum of Natural History, London, Saint-Petersburg State University and Ministry of Education and Science of Russian Federation (project 14.Y26.31.0018). Finally, special thanks go to my family for their tolerance and love.



## **Chapter 1. Current state of research problem**

This Chapter provides a review of current understanding of geological structure and history of western Tien Shan and spatial distribution and characteristic features of the Paleozoic granitoid series. Because the main volume of granitoid series of western Tien Shan is represented by postcollisional magmatic series, models for postcollisional magmatism are specifically described in the second part of this Chapter. Finally, principles of isotope mapping and interpretation of genesis of granitoid series utilizing Nd-Sr-Pb-Hf isotopic data, which were applied in this work, are described in the last section of this Chapter.

### **1.1. Geology of western Tien Shan and characteristics of Paleozoic granitoid magmatism**

The mountain ranges of Tien Shan were uplifted in the late Oligocene and mostly during Neogene as a result of secondary orogenesis that affected significant parts of internal Asia after the closure of the Tethys Ocean and collision between India and Eurasia. As a result of this uplift, ancient Paleozoic fold belts, which comprise the main subject of this study, are well exposed in the mountain ranges of the present day Tien Shan. This section presents a review of the geological structure of the Paleozoic western Tien Shan belt on the territory of Kyrgyzstan, Tajikistan and Uzbekistan. Geological investigations of western Tien Shan started at the end of XIX century, although many of its deposits were known and worked on during the Middle Ages and earlier. In the 1950-s – 70-s the whole region was mapped in the scale 1:200 000 and shown on regional geological maps in the scale 1:500 000 (Vlasov et al., 1989; Shayakubov, 1998; Tursungaziev and Petrov, 2008), while the most important ore districts and surrounding areas were mapped in the scale 1:50 000 and 1:25 000.

### 1.1.1. Geological structure of western Tien Shan

Pre-Mesozoic formations, exposed in western Tien Shan, are traditionally subdivided into the Northern, Middle and South Tien Shan domains or terranes (Fig. 1.1.). The Northern and Middle Tien Shan domains represent parts of the Paleo-Kazakhstan continent that was formed during the Caledonian orogeny at the end of Ordovician (Popov, 1938; Ghes, 2008). Sedimentary cover of the Paleo-Kazakhstan continent, which was mostly formed by the middle Paleozoic, is characterized in the Middle Tien Shan by the shallow sea shelf-type Devonian – lower Carboniferous carbonates, while in the Northern Tien Shan reduced sequences composed of red bed sandstones were deposited during the same time interval (Biske, 1996).

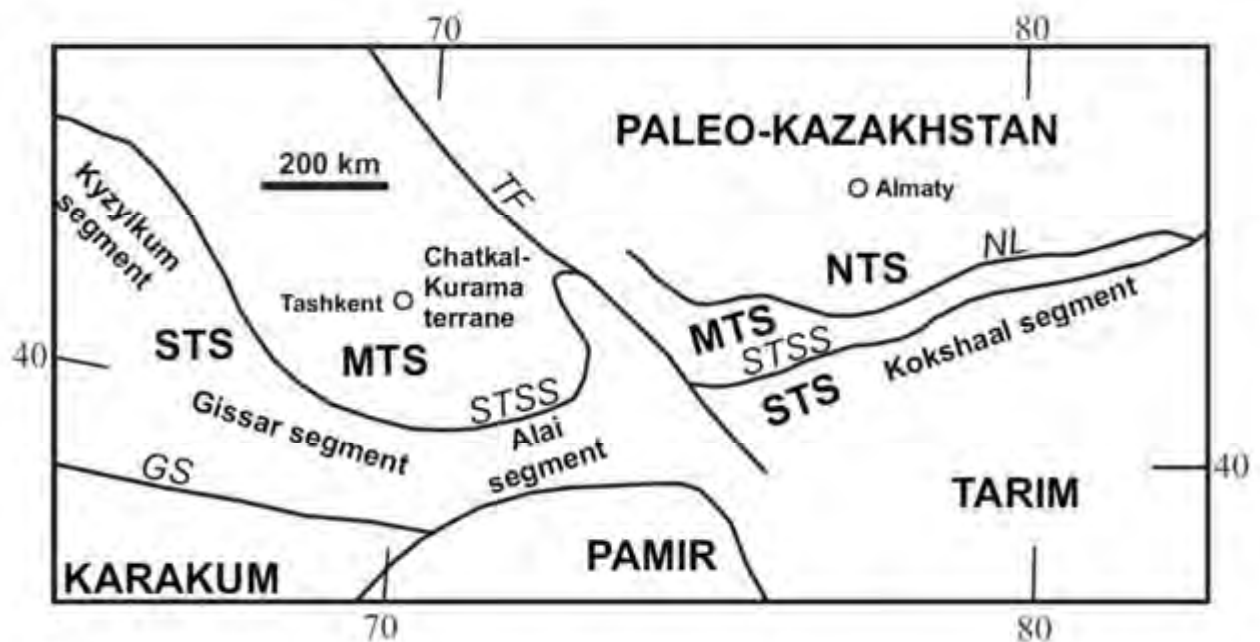


Fig. 1.1. Schematic tectonic map of western Tien Shan. Abbreviations: NTS – Northern Tien Shan, MTS – Middle Tien Shan, STS – South Tien Shan, *NL* – Nikolaev Line, *STSS* - South Tien Shan Suture.

The South Tien Shan domain formed as a result of the closure of the Turkestan Ocean and collision between the Pale-Kazakhstan and the southern continents of Tarim and Karakum. The closure of the Ocean and collision took place during the middle-late Carboniferous as a result of subduction to north with formation of Beltau-Kurama magmatic arc at the southern active margin of the Paleo-Kazakhstan (Biske, 1996).

Geological structure of the **Northern Tien Shan** was outlined in the 30-s and 40-s of XX century in works of D.V. Nalivkin, V.I. Popov, V.A. Nikolaev and their colleagues. Characteristic features of the Northern Tien Shan include deformed lower Paleozoic ophiolites and volcanics with fragments of Precambrian crust unconformably overlain by the middle-upper Paleozoic clastic, volcanic and carbonate formations, which are deformed in the late Paleozoic and preserved from erosion only locally. Thus, the main features of geology of the Northern Tien Shan include the Caledonian basement of the Paleo-Kazakhstan and its middle-upper Paleozoic sedimentary cover affected by Hercynian deformations. Southern border of the Northern Tien Shan corresponds to the Talas-Fergana Fault on the west and to the Nikolaev Line in the central and eastern parts. The Terskey Suture, located immediately north and parallel to the Nikolaev Line in the central and eastern parts of the Northern Tien Shan, is marked by lower Paleozoic ophiolites and ocean floor and island arc-type volcanics, accompanied by flysh sediments, and HP-UHP metamorphic (Bakirov et al., 1961; Bakirov, 1978; Bakirov and Kotov, 1988; Meyer et al., 2013, 2014; Konopelko and Klemd, 2016). The Terskey Suture can be traced from western part of Kyrgyz range to Lake Songkul area and further east along Naryn river. The Karatau-Talas block, situated between the Terskey ophiolite strip on the north-east and the Talas-Fergana fault on the south-west, is also considered as a part of the Northern Tien Shan. According to recent reconstructions, the Karatau-Talas block represented a separate block in the early Paleozoic Terskey Ocean. Precambrian basement of the Karatau-Talas block is exposed in Maly Karatau range where upper Riphean red limestones, turbidites and sandstones are described. Riphean classic sediments and Vendian diamictites comprise a characteristic feature of the Karatau-Talas block. Upsection the Vendian diamictites are replaced by thick (up to 2000 m) limestones and dolomites. The lower Cambrian sediments include phosphorite strata hosting several economic deposits.

**The Middle Tien Shan** was subdivided from the Northern Tien Shan in the 1930-s, based on the presence of the red bed Devonian sandstones overlain by thick strata of Famennian carbonates. These strata comprise the upper Paleozoic section of the sedimentary cover of the Precambrian Syrdarja continent, which was covered by the volcanics and tillites in the Neoproterozoic and by clayey and carbonate sediments in the early Paleozoic. The Syrdarja block occupies the territory of the Kyzylkum desert and is covered on the west by young sedimentary strata of the Turan plate. Precambrian basement of the Middle Tien Shan is

exposed only locally. These exposures include outcrops of Paleoproterozoic rocks in Akshiyrak and Sarydjaz ranges. The lower Riphean sedimentary cover of the Middle Tien Shan is represented by rare outcrops of phyllites, quartzites and carbonates, which change upsection to the Neoproterozoic Bolshoi Naryn suite made up of quartz porphyries, andesites and alkaline basalts intercalating with sandstones and conglomerates. Vendian – lower Paleozoic formations comprise epicontinental sedimentary complex consisting from bottom to top of Vendian tillites of the Djetim suite, which are replaced upsection by ca. 100-700 m thick typical shelf sediments including the lower Cambrian Mo and V-rich black shales and middle Cambrian to middle Ordovician limestones and dolomites.

The middle – late Ordovician closure of the Terskey Ocean and collision of the Middle Tien Shan (the Syrdarja block) with northern continental masses resulted in formation of the Paleo-Kazakhstan. Recent paleogeographic reconstructions suggest that from the end of Ordovician the newly-formed Paleo-Kazakhstan continent was located between two branches of the Pale-Asian Ocean: the Junggar-Balkhash at the north and the Turkestan at the south. The southern passive margin of the Turkestan Ocean was represented by the Tarim and Karakum microcontinents, which were washed from the south by another oceanic basin of the Paleo-Tethys (Burtman et al., 1974, 1977; Filippova et al., 2001). Thus, from the early Silurian the Middle Tien Shan becomes the southern active margin of the Paleo-Kazakhstan, while the Junggar-Balkhash region represents its north-eastern (present day coordinates) margin.

During the late Silurian – early Devonian both margins of the Paleo-Kazakhstan developed as active margins characterized by voluminous supra-subduction magmatism. In particular, lower – middle Devonian bimodal volcanics intercalated with continental and marine conglomerates and sandstones represent this stage of development of the Paleo-Kazakhstan in the Northern Tien Shan. Magmatic series of the southern margin of the Paleo-Kazakhstan, exposed in the Charkal-Kurama terrane, have approximately the same age.

At the second stage, during the middle Devonian – early Carboniferous southern margin of the Paleo-Kazakhstan developed as passive margin and was covered by self-type predominantly carbonate sediments. The lower part of this shelf sequence comprises middle Devonian variegated sandstones and conglomerates with rare layers of limestones of the Tyulkubash suite, which unconformably overly the Caledonian basement. Upsection, the Tyulkubash suite overlain by thick (2000-3500 m) Devonian (Famennian) – lower Carboniferous limestones. In contrast, Devonian limestones are missing in the Northern Tien

Shan where deposition of the sedimentary cover begins with lower Carboniferous red bed clastic and carbonate sediments of moderate thickness.

Finally, in the lower – middle Carboniferous subduction under the southern margin of the Paleo-Kazakhstan resumed and the large Beltau-Kurama magmatic arc formed at the southern part of the Middle Tien Shan. The Beltau-Kurama arc is best preserved in the Chatkal-Kurama ranges where middle Carboniferous tuffs unconformably overlie the lower Carboniferous limestones. In the Chatkal-Kurama terrane, the Carboniferous supra-subduction magmatic series are followed without interruption by postcollisional series occupying ca. 80 % of the territory at the present day erosion surface and making up to 5000 – 6000 meters thick volcanic sequences. After collision, the whole western Tien Shan was affected by uplift and erosion why the Triassic sediments are generally missing and the Mesozoic section of the sedimentary cover begins from the lower Jurassic strata.

Geological structure of the **South Tien Shan**, which represents the former passive margin of the Turkestan Ocean, is characterized by full continuous section of marine sediments from Silurian to Carboniferous. This section includes various types of rocks, such as shelf carbonates, deep sea facies and basalts of oceanic seamounts. Exposures of Precambrian basement are relatively rare. Locally, deformed fragments of Caledonian basement are known. The structure of the South Tien Shan is described as Hercynian, which means that it was formed during the closure of the Turkestan Ocean in the late Carboniferous – early Permian. The timing of the final closure of the Turkestan Ocean is constrained by disappearance of the last deep sea basins, which are represented by the pelagic sediments with ages not younger than the upper Carboniferous and the turbidites of the fore-deep basins with ages as young as early Permian (Asselian) (Biske and Shilov, 1998; Biske and Seltmann, 2010). That is why, despite the fact that the shallow sea sedimentation continued in the South Tien Shan until the Artinskian and in internal areas of Tarim until the Kungurian (Charvet et al., 2007), the timing of Hercynian collision and the closure of the Turkestan Ocean in the western Tien Shan is accepted as early Permian. In general, the South Tien Shan represents a pile of tectonic nappes, thrust to the south of the suture and subsequently deformed. The ophiolite-marked South Tien Shan Suture, formed as a result of the closure of the Turkestan Ocean, separates the South Tien Shan domain from the Middle Tien Shan domain located to the north. To the south of the South Tien Shan fold and thrust belt ancient continents of Tarim and Karakum, separated by the Pamirs indenter, are situated. The South Tien Shan fold and thrust belt represents a linear

structure, stretched from east to west for 2000 km, and is traditionally subdivided into four segments, which from west to east include the Kyzylkum, Gissar, Alai and Kokshaal Segments of the South Tien Shan (Fig. 1.1.). The South Tien Shan formations of the Kyzylkum, Gissar and Alai segments are traditionally subdivided into northern and southern branches (Biske, 1996; Biske and Seltmann, 2010). The Bukantau-Kokshaal thrust belt, comprising the northern branch of the South Tien Shan, consists of folded sedimentary piles, which were thrust southward upon the Zeravshan-Alai block, a component of the southern branch of the South Tien Shan. The Zeravshan-Alai block, where the primary direction of thrusts is not clear, is located to the south of Zeravshan river valley (Biske, 1996; Troitsky, 2005, 2007). The southern Zeravshan-Alai branch of the South Tien Shan was built up on the margin of the Karakum continent. During the Paleozoic the South Tien Shan generally developed as a southern passive margin of the Turkestan Ocean, therefore the magmatic series of the South Tien Shan are almost ubiquitously (with exception of the Gissar Segment) represented by the early Permian postcollisional granitoids, which were emplaced after the closure of the Turkestan Ocean at the stage of continental collision. Because magmatism of the South Tien Shan represents one of the main objectives of this work, geological structures of the four segments of the South Tien Shan are described in detail in corresponding sections, while the origin the early Permian postcollisional granitoid series is discussed below in the next section.

### **1.1.2. Paleozoic granitoid magmatism of western Tien Shan with special references to early Permian postcollisional series**

In-depth studies of magmatic series of western Tien Shan were initiated in the mid-XX century after discovery of several large intrusion-related ore deposits. When by the end of the 1970-s the whole region was mapped at scale of 1:200 000, descriptions of Paleozoic magmatic series were summarized in several monographs, containing detailed geological descriptions of intrusions as well as data on their mineral and chemical compositions (Dodonova, 1974; Izokh et al., 1975; Baratov, 1976; Osmonbetov 1982; Dodonova et al 1984; Izraileva, 1986; Akhmedov, 2000; Dalimov et al., 1993, 1994, 1998; Dalimov and Ganiev, 2010). During the following decades, as more precise analytical methods emerged, chemical compositions of the rocks were studied on a new level and in many cases the ages were reconsidered. Some of these investigations were conducted with contributions of the author and their results are presented below in corresponding chapters.

Paleozoic granitoid series of western Tien Shan formed in the course of the evolution of two oceanic basins: the Terskey Ocean, which was closed in the middle Ordovician as a result of amalgamation of the Paleo-Kazakhstan, and the Turkestan Ocean, which was closed in the late Carboniferous during Hercynian collision that formed the northern Eurasia continent.

The evolution and the closure of the Terskey Ocean was accompanied by emplacement of various granitoid series with ages in the range 500 – 435 Ma, including a large belt of Andean-type batholiths. These intrusions are located almost exclusively within the Northern Tien Shan domain at the northern active margin of the Terskey Ocean. Early Paleozoic granitoids of the Northern Tien Shan are described in several publications (e.g. Ghes and Seliverstov, 1995; Ghes, 1997, 2008) and are out of the scope of this study.

First Paleozoic granitoids related to subduction at the margins of Paleo-Kazakhstan were emplaced at the end of Silurian – early Devonian and their ages do not overlap with ages of the early Paleozoic magmatic series of the Northern Tien Shan. However, the earliest plagiogranites in the ophiolite complexes, comprising the crust of the Turkestan Ocean, also have Ordovician ages (Mirkamalov et al., 2012; Dolgoplova et al., 2017). Besides, Ordovician and Silurian ages were also reported for several volcanic and intrusive series of the South and Middle Tien Shan, which were formed in the island arcs developed during the early stages of evolution of the Turkestan Ocean (Alexeiev et al., 2016; Worthington et al., 2017). However, these magmatic series are mostly located outside selected study areas and are also out of the scope of this study.

Voluminous Devonian supra-subduction magmatism occurred at the northern active margin of the Paleo-Kazakhstan where it formed the Aral-Kendykty volcanic belt, and at the southern active margin in the Chatkal-Kurama terrane, where numerous blocks of Devonian volcanics and intrusions are located within Carboniferous magmatic series, from which they could be hardly distinguished at the stage of geological mapping. In the Northern Tien Shan, the lower Devonian volcanics are represented by andesites, dacites and rhyolites. Bimodal suite of alkaline basalts and rhyolites have middle Devonian age. These volcanics are intercalated with continental and shallow sea conglomerates and sandstones. The volcanics are accompanied by intrusions of monzonites and granites, which were often mapped as Carboniferous or early Permian due to similar composition and lack of deformations. In the last decade, it was established that several intrusions hosting important ore deposits, which were mapped as early Permian, have Devonian ages (Apayarov, 2002, 2007, 2010; Apayarov



et al., 2015; Kurchavov et al., 2007; Konopelko et al., 2006). These intrusions form in the Northern Tien Shan an extended belt, stretched in the west-east direction. Because this belt is located relatively far from both active margins of Paleo-Kazakhstan, it was suggested that it formed in an intra-plate tectonic setting (Seltmann et al., 2011).

Granitoid series, which are related to the second Carboniferous episode of subduction and subsequent closure of the Turkestan Ocean in the late Carboniferous - early Permian, dominate in volume and occupy in some areas of the Middle and South Tien Shan up to 80 % of the territory at present day erosion surface. Although most of the published regional geological maps show these magmatic series as undivided middle or late Carboniferous – early Permian intrusions (Vlasov et al., 1989; Shayakubov, 1998; Tursungaziev and Petrov, 2008), special publications issued after the 1970-s clearly distinguish two magmatic pulses, which differ in composition, timing, spatial distribution and metallogeny (Shayakubov, 1978, 1996, 1999; Seliverstov and Ghes, 2001; Dalimov and Ganiev, 2010; Jenchuraeva, 1983, 1999, 2010).

The most voluminous middle – late Carboniferous magmatic pulse has formed numerous intrusions of I-type granitoids, including the Karamazar and Gissar batholiths, as well as the thick piles of calc-alkaline volcanics in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan and in the Gissar Segment of the South Tien Shan. The metallogeny of these magmatic series is characterized by the presence of porphyry Cu–Au–Mo deposits and epithermal Au deposits typical for Andean-type active margins (Jenchuraeva, 1997, 2010; Golovanov, 1999, 2000, 2001). It is suggested that the Carboniferous magmatic series formed in supra-subduction setting at the northern active margin of the Turkestan Ocean and the Gissar rift basin (Tritsky, 2005; Burtman, 2006, 2015; Konopelko et al., 2017). The Carboniferous subduction-related granitoid series are described in detail below in corresponding chapters.

In contrast to subduction-related calc-alkaline series, spatially associated with the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan and the Gissar Segment of the South Tien Shan, the early Permian post-collisional magmatism affected the whole region across terrane boundaries. In the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan and in the Gissar Segment of the South Tien Shan the early Permian post-collisional magmatic series formed concurrently after the Carboniferous subduction-related series and inherited their geochemical characteristics. However, in other areas of Tien Shan, at former passive margins, where there

was no subduction-related magmatism, emplacement of the postcollisional intrusions took place after prolonged period of amagmatic evolution (e.g. Konopelko et al. 2017, 2018).

The early Permian intrusions, being in general subalkaline and rich in potassium, are characterized by diverse, sometimes geochemically contrasting, compositions. In particular, their compositions differ markedly in various terranes of Tien Shan. In western segments of the South Tien Shan (in Kyzylkum, Gissar and Alai) high-potassium calc-alkaline granitoids, occupying significant areas at present day erosion surface, predominate. Small and medium size intrusions of A-type granites associating with mafic rocks of tholeiitic affinity are typical for the eastern Kokshaal Segment (Nenakhov et al., 1992; Nenakhov and Belov, 1996; Akhmedov, 2000; Konopelko et al., 2007). Early Permian subalkaline and alkaline intrusions are also known in the Northern Tien Shan and at the northern margin of the Tarim craton (Osmonbetov, 1982; Dodonova et al. 1984; Akhmedov, 2000; Konopelko et al., 2006; Seltmann et al., 2011). Association of postcollisional granitoid intrusions with small bodies of alkaline syenites, and in some areas with carbonatites and ultramafic pipes, is a general feature of the early Permian magmatism in Tien Shan.

The early Permian intrusions of the western Tien Shan are spread across terrane boundaries unrelated to major structural lineaments. However, some groups of intrusions form elongate chains stretched in the east-west direction in accordance with general strike of the Tien Shan structures, and some intrusions are emplaced in regional shear zones and pull-apart structures, and demonstrate signatures of syn-intrusive deformations (Konopelko et al., 2009, 2011; Konopelko, 2020). Because the early Permian intrusions crosscut all late Paleozoic sedimentary formations and, generally, are not deformed, they were traditionally interpreted as postcollisional (e.g. Solomovich, 2007; Konopelko et al., 2007, 2009). This interpretation is supported by new geochronological data and do not contradict paleo-geographic reconstructions, which suggest that the Turkestan Ocean was closed at Carboniferous and Permian boundary based on disappearance of the last deep-sea basins (Biske, 1996). Because early Permian postcollisional intrusions represent the main objective of this study, special features of the postcollisional stage of evolution of the continental orogens and tectonic setting postcollisional granitoid magmatism are reviewed below in the next section.

## 1.2. Postcollisional stage of the evolution of continental orogens and origin and geochemistry of postcollisional granitoids

From the point of view of plate tectonics, the evolution of the continental margins is described by the Wilson cycle (Wilson, 1966), which explains the origin of tectonic structures of modern Earth in terms of opening and closure of the oceans. In particular, the Wilson cycle includes the collisional stage, corresponding to the closure of an ocean and continent-continent or continent-arc collision that involves significant thickening of continental crust (Dewey and Bird, 1970; Dewey and Burke, 1973; Dewey, 1988). Specific stage of the Wilson cycle that develops after the continental collision but precedes formation of a craton was defined as postcollisional. Schematic cartoon of the final stages of the Wilson cycle, including continental collision and orogenic collapse at postcollisional stage, is shown in Fig. 1.3.

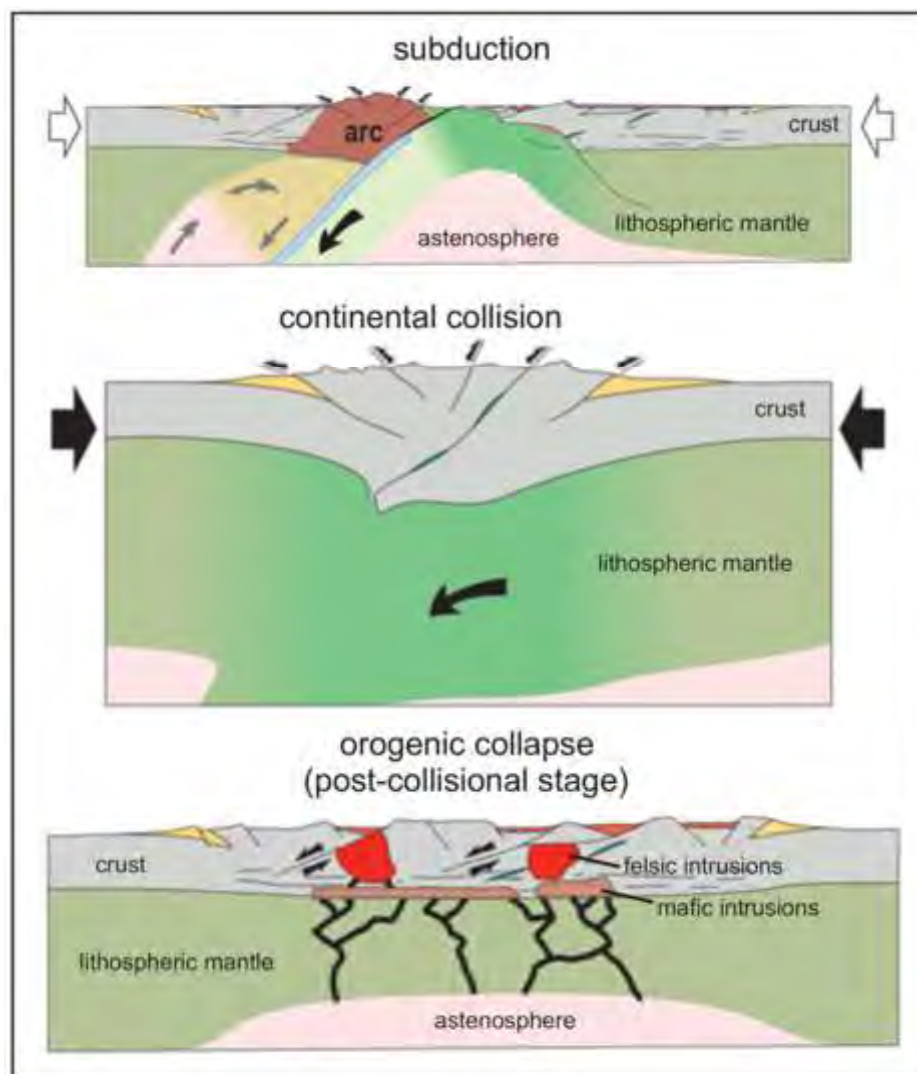


Fig. 1.2. Final stages of the Wilson cycle including subduction, continental collision and orogenic collapse at post-collisional stage (after Chenin et al., 2018).

Sederholm (1934) suggested one of the earliest classifications where postcollisional granitoids were outlined as a separate group when he subdivided granite intrusions of southern Finland into four groups, including syn-orogenic, late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites. Following principles of Sederholm, Bonin et al. (1998) and Liégeois et al. (1998) suggested orogenic, postorogenic and anorogenic stages of evolution of collisional orogens, which occur in geodynamic settings of active margins, collisional, postcollisional and intra-plate, respectively (Fig. 1.2.). In European geological literature postcollisional stage of evolution of orogenic belts was defined by Liégeois (1998) as a period when the terranes, amalgamated as a result of collision, still do not have a single pole of rotation and move relative to each other along the regional shear zones. One of the present day examples of postcollisional stage is represented by the ongoing collision between the Arabian plate and Eurasia, which, since the Miocene, resulted in formation of numerous transtensional and transpressional regional shear zones that originated as a result of relative motions of various terranes, comprising Anatolia, Caucasus and Iranian plateau. Schematic tectonic map with horizontal velocities of plates in the east Mediterranean relative Eurasia, and distribution of Miocene-Quaternary volcanic centers are shown in Figs. 1.4. and 1.5., respectively.

The concept of terrane analysis, applied in the North American countries in the course of regional geological mapping, utilizes for description of the postcollisional stage slightly different terms, which deviate from the European terminology. In terrane analysis, the main units of description on a regional scale are “tectono-stratigraphic terranes”, that is geoblocks, characterized by specific geological history different from adjacent geoblocks, and separated from adjacent geoblocks by faults (Howell, 1985, 1989; Howell et al., 1985; Jones et al., 1983, 1987). The postcollisional processes are described by the term “accretion”, that is tectonic juxtaposition of two or more terranes with each other or with a margin of a craton. Postcollisional formations are described as “post-accretionary” rock suites of sedimentary, volcanic or plutonic rocks, formed at the late stage of terrane evolution after accretion. Detailed description of the terrane analysis terminology can be found in Howell et al. (1985). Although American and European terminologies generally overlap and utilize a number of

universal notions, in this work an approach, developed by the European geological school, was used preferably.

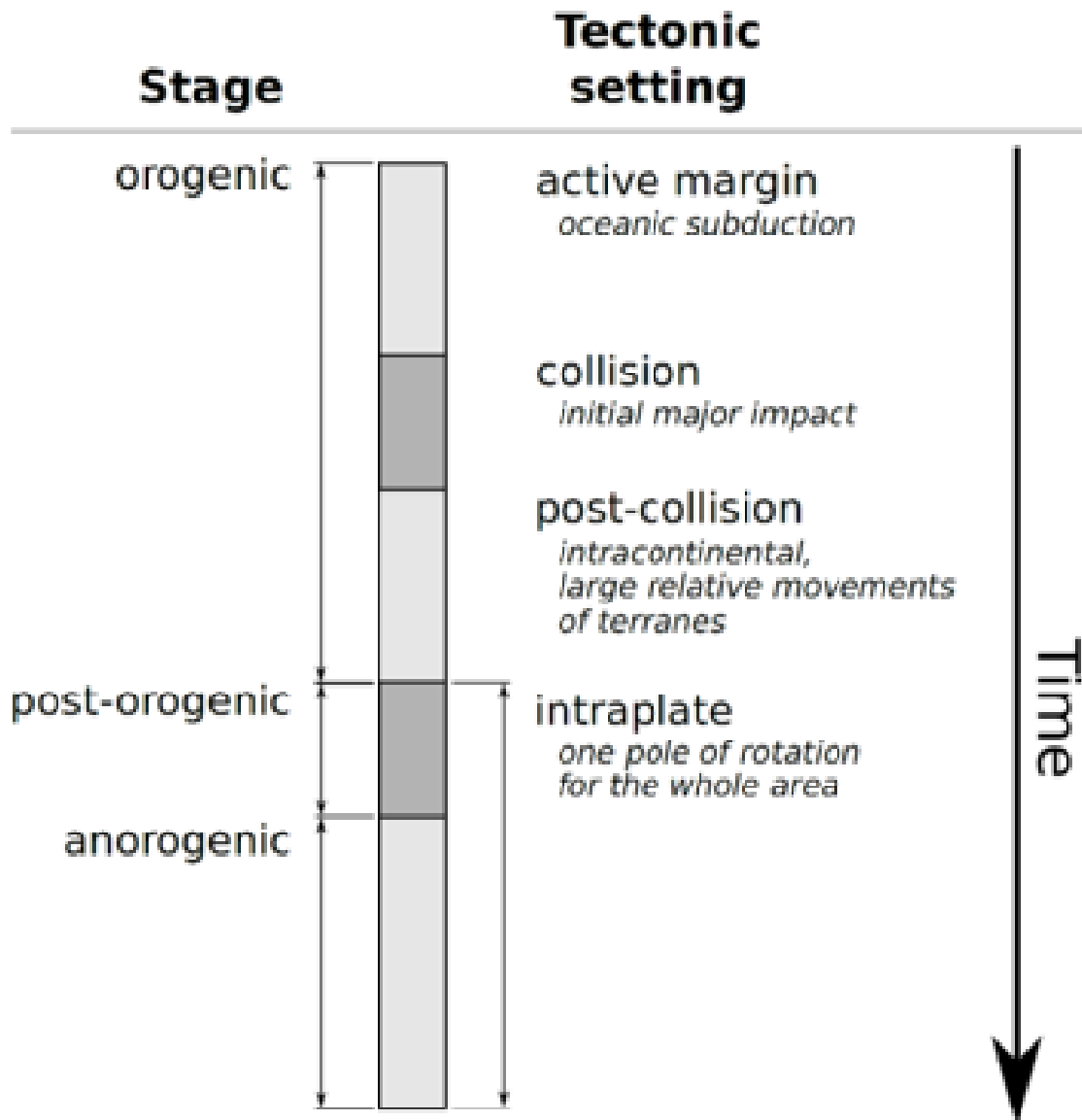


Fig. 1.3. Stages and tectonic settings of orogenesis After Liégeois (1998).

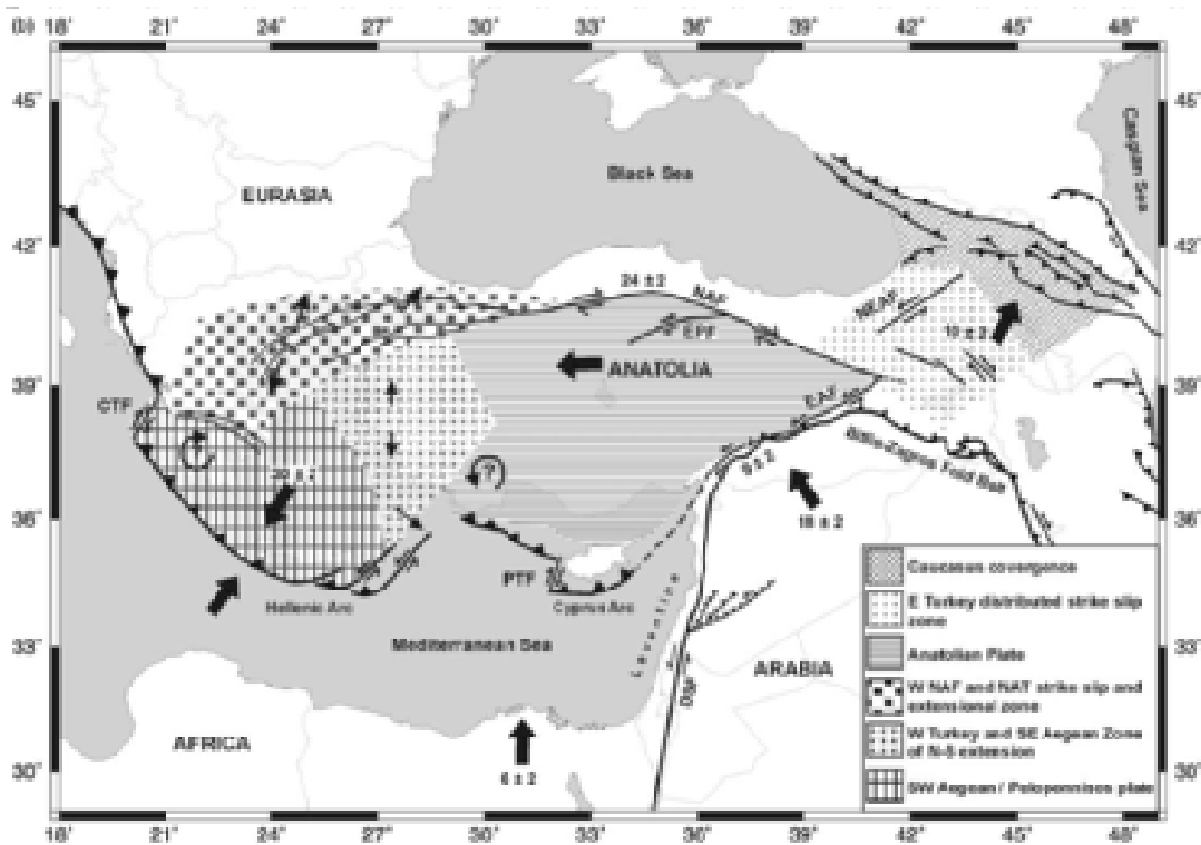


Fig. 1.4. GPS horizontal velocities of plates in the east Mediterranean (black arrows, mm per year) relative Eurasia (after Taymaz et al., 2007). Abbreviations: NAF – Northern Anatolian Fault, EAF – Eastern Anatolian Fault, NEAF – Northeastern Anatolian Fault.

Postcollisional stage is not entirely integrated into the plate tectonic theory that states that lithospheric plates are mostly rigid and their relative motions are localized in narrow zones corresponding to the boundaries between the plates (Atwater, 1970; Isacks et al., 1968; Le Pichon, 1968; McKenzie, 1969). Although this approach explains most of the processes at the plate margins, intracontinental deformations usually are not restricted by the plate boundaries (Molnar, 1988). Zones of continental collision are characterized by the mountain building and vast areas of affected by deformations, metamorphism and magmatism, which are difficult to explain solely by deformations at the plate boundaries.

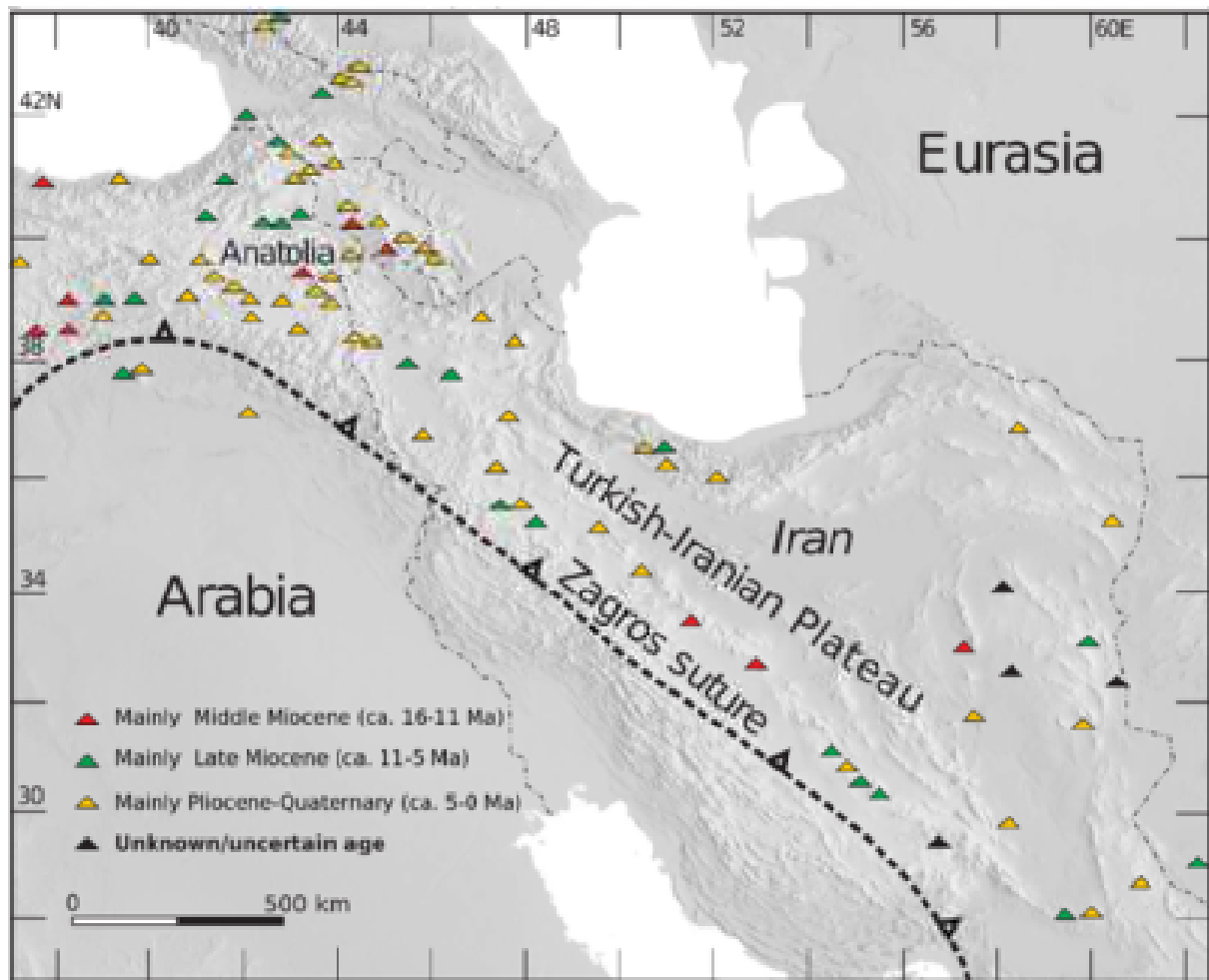


Fig. 1.5. Distribution of middle Miocene to recent (16-0 Ma) volcanic centers of Turkish-Iranian plateau illustrating the post-collisional magmatism initiated by ongoing (from early Miocene) collision Arabian plate and Eurasia. After Kaislaniemi (2015).

Postcollisional tectonic stage embraces a complex period including the strike-slip motions along trans-crustal shear zones, docking and oblique collision of terranes, delamination of lithosphere and rifting. In these settings, various types of magmatic rocks can be formed, and their characteristic features are listed below according to Bonin (2004):

(1) Postcollisional magmatic pulses, as a rule, comprise relatively short (15-20 Ma) periods of intense granitoid magmatism. Postcollisional intrusions are usually not deformed and are described as post-tectonic. However, in some cases, where emplacement of intrusions was controlled by trans-crustal shear zones (Black et al., 1994; Liégeois et al., 1998), the term “post-tectonic” should be avoided (Bonin et al., 1998);



(2) Postcollisional magmatic suites (volcanic and plutonic) generally comprise potassium-rich rock-types including ultrapotassic rocks (Conticelli and Peccerillo, 1992; Liégeois et al., 1998). Peraluminous granites that form as a result dehydration melting of crustal protoliths (Nabelek et al., 1992; Sylvester, 1998), as well as juvenile sodic alkaline granitoids (Bonin, 1988, 1990; Liégeois and Black, 1987), though present on some areas in association with postcollisional granitoids, are relatively rare;

(3) Sources of postcollisional granitoids were formed in the course of preceding episodes of subduction regardless on their positions in the crust or lithospheric mantle. Isotopic compositions of postcollisional granitoids generally indicate significant amount of crustal component in their sources (Pin et al., 1990).

Postcollisional magmatic suites may include intrusions and volcanic formations developed within vast areas regardless of positions of collisional sutures or zones of supra-subduction magmatism (e.g. Seltmann et al., 2011). At the same time, noticeable amount of postcollisional intrusions associate with large trans-crustal shear zones and/or pull-apart structures (e.g. Konopelko et al., 2011). In many orogenic belts, the postcollisional granitoids occupy 60-70 % of the territory at present day erosion surface (e.g. Fernandez et al., 1998; Bea et al., 2003).

Initiation of postcollisional magmatism can take place immediately after collision (e.g. Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017) or it can be delayed for 20-30 Ma after the main collisional phase (e.g. Fernandez et al., 1998; Williams et al., 2004; Couzinié et al., 2016). In areas of prolonged supra-subduction magmatism of Andean or island arc type, postcollisional series subsequently form after subduction-related granitoids without any amagmatic periods (e.g. Van Hunen and Miller, 2015; Konopelko et al., 2017). In the areas of continental collision, postcollisional series may form at the final stages of prolonged formation of anatectic granites being markedly different from anatectic granites in composition (e.g. Eklund et al., 1998; Andersson et al., 2006). In all cases, cessation of postcollisional magmatism usually leads to termination of magmatism all over the region and is followed by a prolonged amagmatic period, which can give way to an intra-plate magmatism (e.g. Rämö and Haapala, 1995; Eklund et al., 1998; Konopelko and Eklund, 2003).

Collisional magmatic suites are usually different from those related to active subduction zones. Collision itself, being a convergent environment, does not assist ascent and emplacement of melts (Le Fort, 1981; Brown, 1994). Intra-plate magmatic series usually (with few

exceptions, such as Paleoproterozoic rapakivi granites) does not build up large volumes of magmatic rocks (Black et al., 1985). Therefore, significant amount of granitoids intrusions on present day erosion surface are represented by postcollisional series (Bonin, 2004). To explain compositional variations of postcollisional magmatism, several models were developed, and the most important of them are outlined below.

Melting of crustal rocks at postcollisional stage, resulting in formation of magmas that can ascent into upper crustal levels, suggests significant influx of heat into the crust. The sources of this heat may comprise (i) radiogenic heat accumulating in the thickened crust (Bea, 2012) and (ii) mantle heat, transferred at crustal levels as a result of uplift of asthenospheric material (Davies and Blankenburg, 1995). Uplift of the asthenospheric mantle material and its interaction with the crust can occur as a result of several processes:

(1) Slab break-off can take place at postcollisional stage in the steep dipping subduction zones. It can result in uplift of the hot asthenospheric material and shallow melting of low viscosity lithosphere of the thermal boundary layer at the base of an orogen. (Davies and Blankenburg, 1995; Khain et al., 1996). In this scenario, moderately enriched in potassium calc-alkaline magmas are melted out from the amphibole-bearing peridotites while the shoshonitic magmas originate from the phlogopite-garnet peridotites at deeper levels of the mantle. Compositions of these mantle magmas can be modified as a result of addition of adakitic melts that formed in subducted slab, by interaction with fluids, and as a result of assimilation-contamination with overlying lithospheric materials (Bonin, 2004);

(2) In collisional orogens, compression results in rapid uplift that is followed by the orogenic collapse when during a relatively short time period of several million years compression is replaced by extension as a result of ascension of the asthenospheric material and delamination of the lithospheric mantle (Black and Liégeois, 1993; Liégeois, 1998; Lobkovsky et al., 2004; Larin, 2011). Four stages of evolution of collisional orogens, outlined by Marotta et al., (1998), include (i) uplift and mountain building, (ii) orogenic collapse, (iii) delamination and foundering of lithospheric mantle and (iv) restoration of equilibrium of the system (Fig. 1.2.). These stages correspond to collision, postcollisional environment and, finally, to the intra-plate setting. At postcollisional stage, melting of the lithospheric mantle, previously enriched in subducted crustal materials, results in formation of potassium-rich melts that produce high-K calc-alkaline, shoshonitic and ultrapotassic rock series. Emplacement of these potassium-rich melts into the crust causes dehydration and melting of mica-rich crustal protoliths and

generates preraluminous granitic magmas. Intrusions of these two postcollisional series are often emplaced coevally and demonstrate signatures of mingling (Bonin, 2004);

(3) At the end of postcollisional stage, thickness of the lithospheric mantle is decreased as a result of delamination (Black and Liégeois, 1993). Rapid upwelling of asthenospheric mantle, associated with delamination, results in massive melting and production of large volumes of basic magmas (Dewey, 1988; Larin, 2011; Rosen and Fedorovsky, 2001). The mafic underplating is outlined as an important mechanism bringing the heat into the crust. Dehydration of the thinned lithosphere, as a result of underplating, triggers relatively rapid (within several million years) transition from generation of the high-K calc-alkaline magmas to alkaline and, finally, silica undersaturated magmas (Liégeois and Black, 1984; Bonin, 1986, 1988, 1990). At the intra-plate stage, thickness of the continental lithosphere is decreased due to cooling and magmatic underplating. Therefore, the melting occurs at more and more deeper levels involving more and more dehydrated protoliths that causes transition from generation of silica saturated to silica undersaturated melts (Black et al., 1985). It is suggested that magmas that formed the anorthosite-charnokite plutons (Larin, 2011) and some of the A-type granites, such as the rapakivi granites of the Fennoscandian shield (Rämö and Haapala, 1995) and the A-type granites of Buschweld (Larin, 2011), also formed as a result of underplating;

(4) The regional shear zones, which form at the postcollisional stage, can penetrate through the crust and cause deformations in the mantle, as it was shown for the San-Andreas fault (Teyssier and Tikoff, 1998). It is suggested that in transtensional environments the asthenospheric materials can ascent along shear zones and trigger melting of various protoliths at different depths (Maxson and Tikoff, 1996; Teyssier and Tikoff, 1998; Leloup and Kienast, 1993). Besides, in certain cases, ultramafic melts of the mantle origin can also be emplaced in regional shear zones (Titus et al., 2007);

(5) Finally, in some cases, collisional and postcollisional evolution of the orogens can develop in combination with mantle plumes. For example, plateau-basalts of the Tarim were formed coevally with postcollisional A-types granites of the South Tien Shan, and it was suggested that both could be related to an early Permian mantle plume under the Tarim margin (Jiang et al., 2006).

Collision represents a culmination of the orogenic cycle while the following postcollisional stage is characterized by intense and variable magmatic activity. The nature and evolution of the postcollisional magmatism are mostly mostly determined by the processes,

which preceded collision and, in particular, by the character of subduction. Steep dipping subduction zones are characterized by the slab break-off and generation of high-potassium calc-alkaline series. Flat dipping subduction of low density continental formations results in the thickening of the crust and leads to generation of potassic and ultrapotassic series in combination with peraluminous anatectic granites. Composition of melts produced by uplift of the asthenospheric material along the regional shear zones depends on the composition of the protoliths and melting depths. Finally, the melts, produced as a result of mafic underplating, and related to the mantle plumes are also characterized by specific geochemical signatures.

### **1.3. Principles of interpretation of granite genesis utilizing Nd-Sr-Pb-Hf isotopic data**

Classification of granitoid types, based on their geological, petrographical and geochemical characteristics, has a long history. In the 1980-s, application of the new precise analytical methods brought investigations of granite genesis to a new level and promoted the use of the chemical compositions of granitoids for geodynamic reconstructions (Nenakhov et al., 1992). Because granitoid magmas generally originate from melting of various crustal protoliths, the granites are important indicators of the composition and age of continental crust (e.g., Wu et al., 2000; Kovalenko et al., 2004; Clemens and Stevens, 2016). Isotopic compositions of granites are as important for these investigations as their mineral and chemical compositions. Crystallization ages of granitoids, obtained utilizing U-Pb zircon dating, in combination with their Nd-Sr-Pb-Hf isotopic compositions can be used to decipher petrogenesis of the rocks even if they experienced secondary alteration and/or metamorphism (e.g., Hawkesworth et al., 2010; Roberts and Spencer, 2015). Isotopic compositions of Nd-Sr-Pb-Hf in magmatic rocks represent crucial indicators of the origin of these rocks because they point to derivation of granitoids from sources, which are characterized by particular ratios of parent and daughter products (U/Pb, Th/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr и Lu/Hf). This is because the parent and daughter isotopes in these couples are characterized by varying ratios, which differ markedly in various geochemical reservoirs of Earth. Such reservoirs, in particular, include the mantle, which is depleted in lithophile elements, and the crust, which is enriched in lithophile elements. In addition to characteristics of a geochemical reservoir, the isotopic data also contain information on ages of the sources of granitoid magmas because the earlier the granitoid melt was separated from the mantle, the more the content of a daughter isotope will

differ from its concentration in the mantle. Quantitative interpretation of isotopic data is based on mathematical models of dependence of parent/daughter isotopic ratios in various geochemical reservoirs of Earth on time. These models (or isotopic systematics of Nd, Sr, Pb and Hf) are well elaborated and summarized in a series of compilations, such as monograph of G. Faure (1989). Principles of interpretation of granite genesis utilizing Nd-Sr-Pb-Hf isotopic data, which were used in this work, are shortly reviewed below.

Combining these results with Sm, Nd, Rb, and Sr concentration data from the geochemical analyses and U–Pb geochronological results, these have been used to calculate initial isotope compositions of the granites at the time of crystallization as a constraint on petrogenesis and as tracers for the crustal section through which each was emplaced. Initial isotopic compositions can be used to decipher genesis of granitoids and to characterize the crust of the terranes, in which these granites were formed. Interpretation of analytical data includes  $\epsilon\text{Ndt}$  and  $\epsilon\text{Srt}$  values, calculated as per mil deviations from the contemporaneous model compositions of a chondritic uniform reservoir (CHUR) and Bulk Earth (BE), respectively. In addition, estimated ages for the extraction of the parent material:  $T_{\text{DM}}$  from depleted mantle according to the one-stage crustal pre-history assumed by DePaolo (1988),  $T_{\text{DM}^*}$  from depleted mantle according to the two-stage model of DePaolo et al. (1991), and  $T_{\text{BE}}$  from a simple Bulk Earth model were calculated. In general, positive  $\epsilon\text{Ndt}$  and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indicate derivation from long-term lithophile element depleted sources such as the mantle, whereas negative  $\epsilon\text{Ndt}$  and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indicate contributions from a long-term radiogenic source, such as the ancient continental crust. For interpretation the results are plotted in Nd-Sr<sub>i</sub> space in the diagram  $\epsilon\text{Ndt}$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , which allows a realistic interpretation of data falling within the two opposite ‘depleted mantle’ and ‘enriched crust’ quadrants (see Chapters 3 and 4 for examples). Negative  $\epsilon\text{Ndt}$  values or values around zero indicate involvement of pre-existing continental crust in the genesis of the granites, either as a direct source or as a partial component (e.g., as a contaminant of a more primitive magma or as part of a mixed source within the crust). When these scenarios are considered, a critical question concerns the extent to which the rocks have experienced metamorphism, metasomatism, or migmatization. A steep trend in the plot (strongly negative  $\epsilon\text{Ndt}$  linked to relatively low increase in  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , is generally indicative of more ancient crustal components, due to the depletion of Rb that occurs during the high-grade metamorphism usually associated with deep crust. Conversely, upper

crustal sources should show a much wider range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  due to the wide range of Rb/Sr in sediments.

If we assume that the initial Nd isotope compositions are largely representative of the contemporaneous composition in the crust where the granites were generated (or through which they passed), then Nd model ages can be used to constrain the approximate age of such crust. If mixing with more juvenile material has occurred, then such model ages must be thought of as minimum estimates. They are also to be regarded as approximate values, typically with uncertainties of  $\sim 100$  Ma due to limitations in the analytical data and model parameters. For interpretation the Nd evolution diagram is used where  $\epsilon\text{Ndt}$  is plotted against the emplacement age of each body. Model trend lines show the variation in time for depleted mantle (DM) and for ‘average crust’ extracted from the mantle at 1600, 1000 and 540 Ma corresponding to the lower chronological boundaries of Mesoproterozoic, Neoproterozoic and Phanerozoic time, respectively (see Chapters 2, 3 and 4 for examples).

Hf isotope analyses are performed on zircon grains dated previously by SHRIMP or SIMS, and the analytical spots are positioned to overlap the SHRIMP pits to avoid as far as possible any discrepancy between the U-Pb age data and Hf-isotopic data due to within-grain age zoning or variation. Interpretation of analytical data includes  $\epsilon\text{Hft}$  values, calculated as per mil deviations from the contemporaneous model compositions of a chondritic uniform reservoir (CHUR). In addition, estimated ages for the extraction of the parent material from depleted mantle were calculated. Single-stage  $T_{\text{DM}}$  ages of zircon, calculated using the measured  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , give a minimum age for the source material of the magma from which the zircon crystallised. We therefore also calculated a two-stage ‘crustal’ model age for each zircon ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ), which assumes that its parental magma was produced from an average continental crust ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ) that originally was derived from depleted mantle. This is equivalent to the treatment of Nd model ages ( $T_{\text{DM}}^*$ ) from the Sm-Nd data. Lu-Hf isotopic compositions of zircon grains, previously dated by U-Pb method, are used to decipher the genesis and sources of granite magmas, from which those zircon grains have crystallized. In principle, whole-rock Nd isotope composition reflects the bulk magma provenance, whereas the Hf isotope data refers only to the inheritance of older zircon (from old crystalline crust), which would not be affected by mixing with more juvenile sources with low zircon content. Correlation of Hf model ages  $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$  and Nd model ages is illustrated by corresponding diagram (see examples in Chapter 4). The essential agreement between Hf-in-zircon and Nd whole-rock

model ages is expected if the two isotope systems reflect the same evolutionary processes. Such agreement suggests to show that these parameters are reliable fingerprints for the differentiation of underlying crustal compositions, bearing out the relative differences in petrogenesis of the granites in each superterrane.

Pb isotopes are a very useful tool because: 1) they provide insight on the interaction of hydrothermal fluids (not only magmas) with the crustal basement and 2) three radiogenic isotopes  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  are derived from three different radioactive nuclides ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  and  $^{232}\text{Th}$ ). Pb isotope system allows assessment in a three-dimensional space compared to unidimensional space of Sr and Nd systems characterized by one radiogenic isotope ( $^{87}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}$  derived from  $^{87}\text{Rb}$  and  $^{147}\text{Sm}$ ). Isotope signatures can be interpreted in terms of derivations from one or more large-scale terrestrial reservoirs (e.g., upper and lower crust, mantle). Zartman and Doe (1981) proposed a well-established model that highlights the evolution through time of these reservoirs in uranogenic and thorogenic plots. In corresponding diagrams in Chapters 3 and 4 all samples are shown relative to the evolution curves of Zartman and Doe (1981). High values of  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  in samples result in their distribution around Upper Crust (UC) evolution curve and indicate uranium enrichment of the upper crust during mantle-to-crust magma transfer processes. Conversely, the mantle reservoir has lower isotopic ratios due to relative uranium depletion, and the lower crust shows much lower values due to high mobility and loss of uranium during high-grade metamorphism affecting lower crust rocks. The thorogenic plot ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) is useful to discriminate the evolution of the lower crust reservoir from the upper crust and mantle reservoirs. High  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values occur due to relative immobility of Th (compared to U) during high-grade metamorphism affecting lower crustal rocks, resulting in higher Th/U ratios. In order to assess sources of the granitic magmas, the initial Pb isotope composition of granitoid samples were calculated by assuming a closed system whole-rock Pb evolution and by calculating  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  ratios from the measured U, Th and Pb concentrations for correction of the present Pb isotope ratios for radiogenic Pb, accumulated in situ in the studied rocks.



## Chapter 2. Postcollisional intrusions of the Kokshaal Segment of South Tien Shan

### 2.1. Geology of the Kokshaal Segment and main types of postcollisional granitoid series

The Kokshaal Segment of South Tien Shan, located on the territory of Kyrgyzstan and NW China, includes the eastern part of Hercynian belt to the east of the Talas-Fergana (Fig. 2.1.). Geological structure of the Kokshaal Segment is characterized by tectonic nappes, which were thrust to the south during middle Carboniferous – early Permian collision between the Tarim and Paleo-Kazakhstan continents (Biske, 1996).

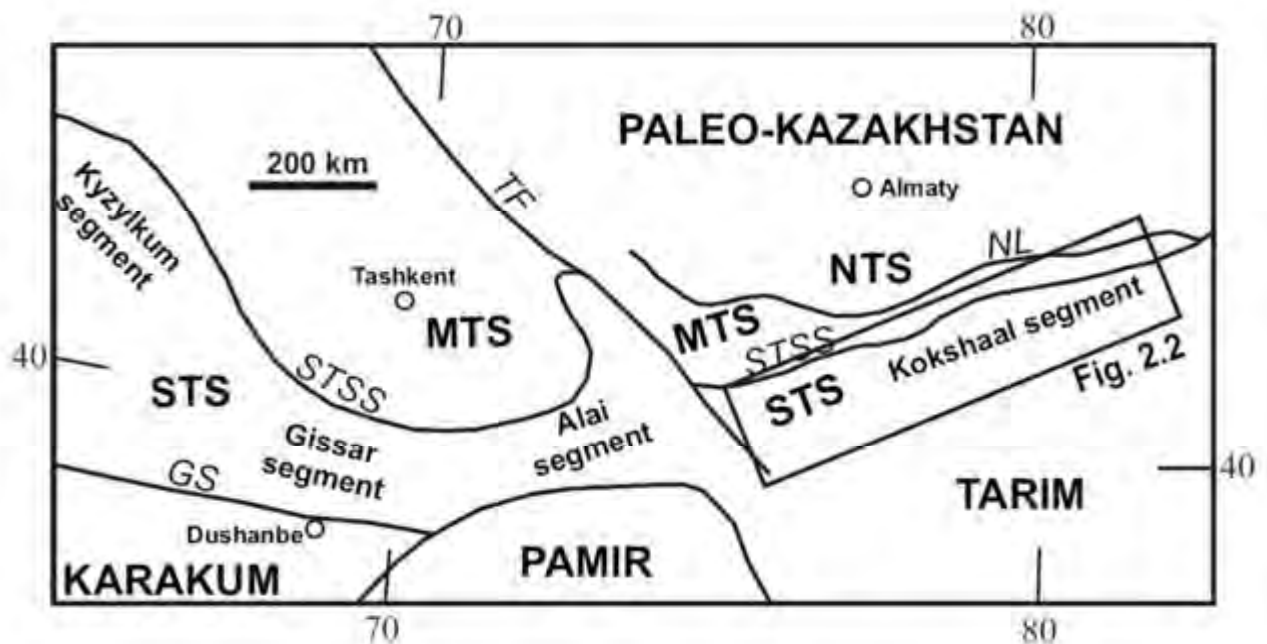


Fig. 2.1. Schematic tectonic map of Tien Shan with area of study in the Kokshaal Segment of South Tien Shan. Abbreviations: NTS – Northern Tien Shan, MTS – Middle Tien Shan, STS – South Tien Shan, NL – Nikolaev Line, TF – Talas-Fergana Fault, STSS – South Tien Shan Suture, GS – Gissar Suture.

The Kokshaal Segment of the Southern Tien Shan consists of three major tectonic units or nappes (Fig. 2.2.). The upper nappes are composed of accretionary prism formations including

Devonian and Carboniferous turbidites, cherts and carbonate platforms, as well as obducted fragments of ophiolites. These accretionary prism formations are overthrust onto clastic sediments of continental slope of the Tarim passive margin. The clastic sediments of continental slope are bordered from the south by formations of the internal Paleozoic sedimentary cover of the Tarim craton. The accretionary prism and continental slope formations are intensely deformed and thrust to the south onto Precambrian basement of Tarim. The Atbashi-Inylchek fault, a part of the South Tien Shan Suture, separates the Kokshaal Segment from the Middle Tien Shan to the north and represents an ophiolite-marked suture modified by the late strike-slip motions. The latter are registered by late-Hercynian sinistral shears that resulted from an oblique subduction, which lead to thinning out of the South Tien Shan hercynides further east in the Chinese Tien Shan. Geological structure of the Kokshaal Segment of South Tien Shan are described in detail in several publications (e.g., Porshnyakov, 1960, 1961, 1968, 1983; Yagovkin, 1969, 1973; Dovzhikov, 1977; Biske et al., 1985; Brezhnev, 1976, 1981, 1994; Khristov, 1981, 1989, 1990 and others), including fundamental monographic volumes (Porshnyakov, 1973; Biske, 1996).

Granitoid magmatism of the Kokshaal differs markedly from that of the westernmost Kyzylkum and Alai Segments of the South Tien Shan (Figure 2), where the calc-alkaline suites prevail. The Kokshaal Segment is characterized by relatively small volumes of magmatic rocks at the present day erosion surface with predominant early Permian postcollisional granitoids and minor alkaline intrusions (Konopelko et al., 2007, 2009). Because granitoid intrusions of the Kokshaal Segment crosscut all upper Paleozoic formations and are generally undeformed they are traditionally considered in the geological literature as postcollisional (Solomovich and Trifonov, 1989, 1990, 2002). Osmonbetov (1982) considered all the subalkaline granitoids of the single Kokshaal magmatic complex or series and Solomovich and Trifonov (1989, 1990) and Solomovich (2007) noted the similarity of the Kokshaal granites with typical rapakivi

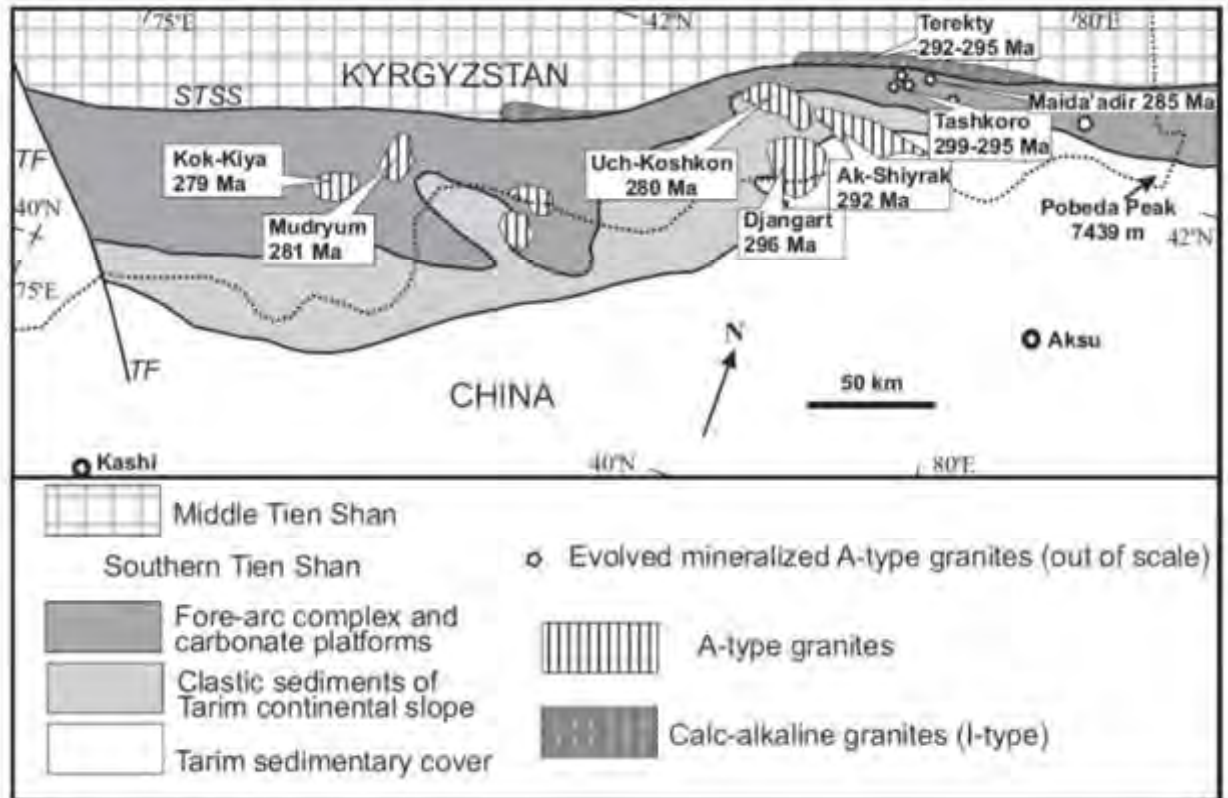


Fig 2.2. Schematic geological map of the Kokshaal Segment of Southern Tien Shan with names and ages of granite intrusions under study. STSS—Southern Tien Shan Suture, TF — Talas-Farghona fault. Dashed line corresponds to international border.

Granitoids of the Kokshaal suite (or complex), that were the main subject of study, make up more than 20 intrusions (Fig. 2.3.) and are subdivided into 3 subcomplexes, the Djamgart, Uch-Koshkon and Inylchek, which differ in compositions and levels of emplacement and metallogeny (Knauf et al., 1954; Ignatov et al., 1966; Yordan et al., 1967; Dodonova et al., 1976; Osmonbetov, 1982; Grishchenko et al., 1985; Solomovich, 2007). The alkaline rocks associated with the granitoids were described as the Surteke complex (or suite) (Burov et al., 1965; Osmonbetov, 1982). Some of the intrusions of the Kokshaal complex are situated immediately south of the Atbashi-Inylchek fault zone, within which the I-type calc-alkaline intrusions of the Middle Tien Shan are found (Figs. 2.2., 2.3. and 2.13.), which are described as Ulan and Terekty complexes (Bogdetsky, 1983, 1987; Osmonbetov, 1982). On regional geological maps intrusions of the Kokshaal complex are usually shown as early Permian while intrusions of the Surteke complex are shown as early-middle Permian and

intrusions of the Ulan and Terekty complexes as middle-late Carboniferous (e.g. Tursungaziev and Petrov, 2008).



Fig 2.3. Granitoid intrusions of the Kokshaal Segment of South Tien shan: 1 – Syrykty, 2 – Surteke, 3 – Kok-Kiya, 4 – Karator, 5 – Mudryum, 6 – Dankov Peak, 7 – Karabel, 8 – Aktash, 9 – Pikertik and Sarybulak, 10 – Inylchek, Tashkoro, Sukhodolsky, Maida’adyr and Atdjailyau, 11 – Pobeda Peak, 12 – Komsomolsky, 13 – Ulan, 14 – Beshmoinok bodies, 15 – Terekty, 16 – Djetkai, 17 – Maibash and Airansu, 18 – Uch-Koshkon, 19 – Akshiyrak, 20 – Kaiche, 21 – Djangart, 22 – Ailagyr.

Because the massifs of the Djangart and Uch-Koshkon complexes have similar compositions, their geochemical features and petrogenesis are described together in the second section of this Chapter. And because these granitoids are closely associated with syenites and carbonatites, short description of the latter series is also given in this section although alkaline rocks are generally not included in the scope of this work.

Small intrusions of the Inylchek complex, located in the western part of the Kokshaal Segment and composed of the Li-F granites (Fig. 2.2.), are described separately in the third section of this Chapter. Because some of the intrusions of the Inylchek complex are located in

the immediate vicinity of the contemporaneous Terekty shear-related intrusion situated within the Atbashi-nylchek fault zone, the third section of this Chapter also provides a comparative characteristics of the Inylchek and Terekty complexes and consider petrogenetic models of their formation. Finally, general conclusions on the petrogenesis, sources and geodynamic setting of the Kokhsaal granitoids are summarized in the last section of this Chapter.

## **2.2. Subalkaline granitoids of the central part of the Kokshaal Segment.**

Subalkaline granitoids make up more than 15 intrusions in the central part of the Kokshaal Segment (Figs. 2.2. и 2.3.). The largest intrusions, including the Djangart, Akshiyarak, Uch-Koshkon, Mudryum, Kok-Kiya massifs, make up elongate or isometric bodies up to 150-200 км<sup>2</sup> in size at present day erosion surface. Shapes of the smaller intrusions are more complex and often characterized by numerous apophyses. The contacts of intrusions discordantly crosscut the bedding of the country sedimentary rocks. Exocontact zones of the Djangart and Akshiyarak massifs are characterized by feldspar-pyroxene and biotite hornfels and skarns. The Uch-Koshkon, Mudryum and Kok-Kiya massifs, in contrast, demonstrate significantly less pronounced contact metamorphism. At the same time they are often associated with skarns (Sarybulak massif) and tin-bearing greisens (Uch-Koshkon massif). Compositions of the granitoids vary from quartz monzonites to amphibol-biotite granites and biotite leucogranites. In the literature, amphibol-biotite granites are ascribed to the Djangart subcomplex and biotite leucogranites are ascribed to the Uch-Koshkon subcomplex of the regional Kokshaal complex (Osmonbetov, 1982). Geological features and mineral composition of the rocks of the Djangart and Uch-Koshkon subcomplexes, as well as associated with them alkaline intrusions of the Surteke complex, are described below separately in accordance with traditional approach (Dodonova, 1974; Osmonbetov, 1982). However, because rocks of the two subcomplexes form continuous spectrum of compositions, they are described as a single magmatic series in sections dealing with geochemistry and petrogenesis.

**Granitoids of the Djangart subcomplex of the Kokshaal regional complex.** The first intrusive phase is represented by amphibole-biotite quartz monzonites, comprising a small body in the Akshiyarak massife and studies in the Aktash massif. Subalkaline gabbroids and monzonites also make up two small intrusions, namely the Karabel and Karator massifs.

Mineral composition of monzonites of the aktash massif includes oligoclase (35%), potassium feldspar (30%), quartz (10%), amphibole (10%), biotite (5-7%). Accessory minerals are represented by magnetite, apatite, titanite, zircon and allanite. The Djangart and Akshiyrak massifs are mostly composed of coarse-grained biotite-amphibole granites and granosyenites with rapakivi texture of the second intrusive phase (Fig. 2.5.). Biotite granites with trachitoid texture are described in the eastern part of the Djangart massif. At the QAPF diagram the rapakivi-textured granosyenites of the Djangart and Akshiyrak massifs plot in the fields of quartz monzonite and adamellite. Average modal composition of the rapakivi-textured granosyenites includes oligoclase (30-35%), microcline (35%), quartz (15-25%), amphibole (5-7%), biotite (3-5%). Accessory minerals are represented by, apatite, fluorite, zircon, allanite and magnetite. Two gold deposits of arsenopyrite type are associated with the granites of the Djangart massif (Mao et al., 2004).

#### **Granitoids of the Uch-Koshkon subcomplex of the Kokshaal regional complex.**

Leucogranites of the Uch-Koshkon subcomplex make up the large Uch-Koshkon intrusion, as well as smaller (less than 20 км<sup>2</sup>) intrusions at Saybulak, Pikertik and Akchy stock within the Akshiyrak massif. Numerous leucogranite veins in the Djangart and Akshiyrak massifs and several small intrusions to the east of the latter are also scribed to the Uch-Koshkon subcomplex. The Mudryum and Kok-Kiya intrusions in the western part of the Kokshaal Segment, which are similar in size with the Uch-Koshkon intrusion, are also ascribed to the Uch-Koshkon subcomplex despite certain defferences in their mineral and chemical compositions.

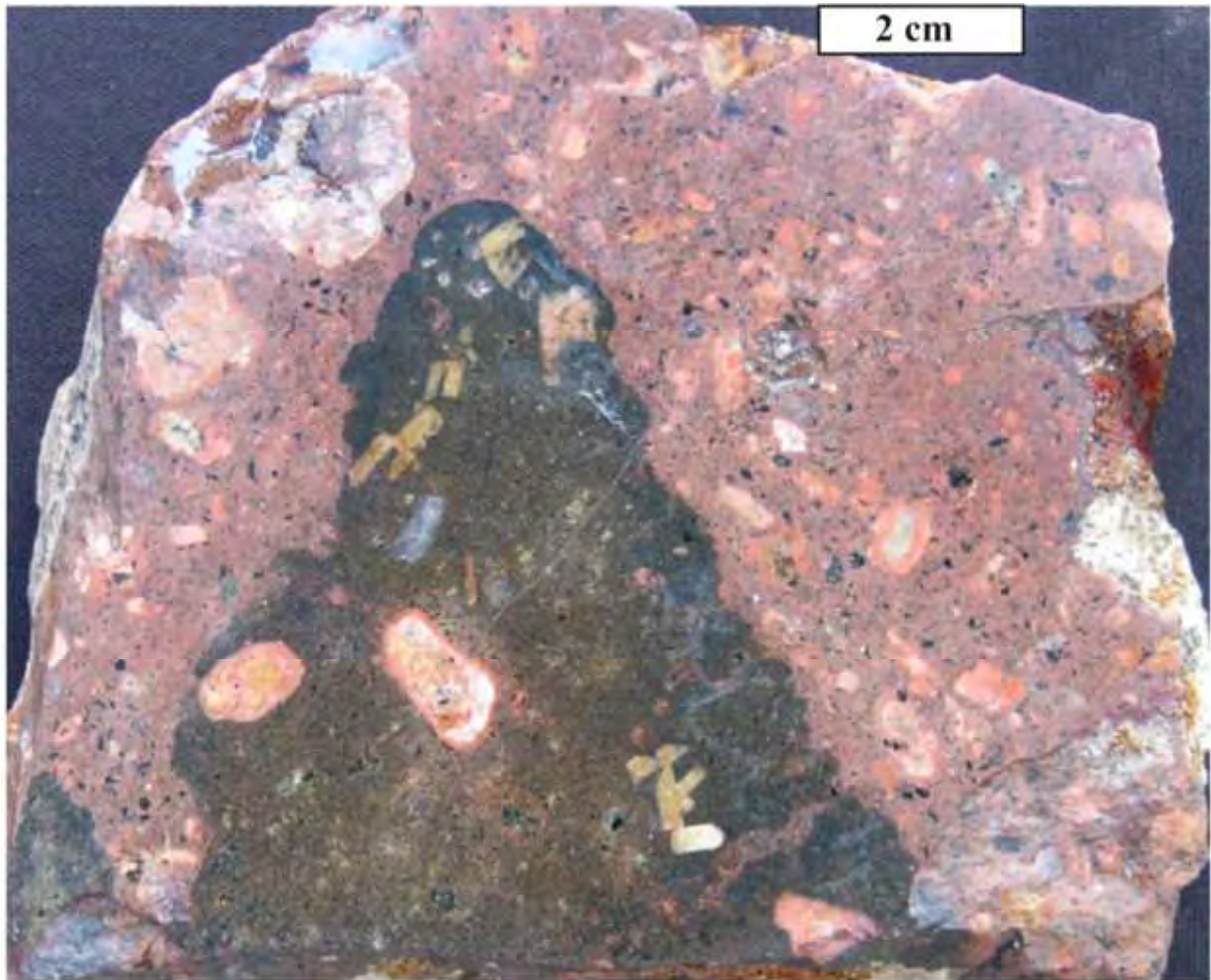


Fig. 2.4. Mafic enclaves in hybrid granitic matrix in the Mudryum intrusion.

The Uch-Koshkon subcomplex includes three main rock types. Coarse-grained even-grained biotite and biotite-amphibole leucogranites make the main volume of the intrusions. Patches of porphyritic fine-grained granites with rare (less than 50 vol. %) large (1-2 cm) potassium feldspar crystals are locally found in the coarse-grained varieties. The late phases are represented by miarolitic biotite granite-porphyries and quartz porphyries with large tourmaline blebs. These rock types are described in all intrusions regardless to their sizes. The exceptions are represented by the Akchy stock and Kok-Kiya massif, which are composed of peculiar coarse-grained miarolitic amphibole-biotite granites. Mineral composition of the Uch-Koshkon intrusion includes oligoclase (25%), potassium feldspar (35%), quartz (30-33%), biotite (2-5%). Accessory minerals are represented by magnetite, apatite, zircon, muscovite, tourmaline and fluorite. Miarolitic leucogranite-porphyries are distinguished by elevated quartz contents (35-40%) and potassium feldspar contents significantly exceeding that of the



plagioclase (40 and 20%, respectively). Accessory topaz and cassiterite are locally common. Amphibol-bearing granites in Mudryum and Saybulak intrusion are probably related to assimilation of carbonate-rich country rocks. Enclaves of subalkaline dioritoids are characteristic for the Sarybulak massif and some other intrusions. Dike varieties are represented by tourmaline-bearing quartz porphyries and Li-F leucogranites. Composite dikes of quartz diorites and monzonites are described on the Mudryum and Kok-Kiya intrusions. Several features of these composite dikes, such as resorbed quartz and plagioclase phenocrysts, point to a hybrid origin of these dikes as a result of mingling of coexisting acid and mafic magmas. Photograph of mafic enclave in the composite dike from the Mudryum intrusion is shown in Fig. 2.4. Photographs of samples illustrating the main rock types of the Kokshaal granites, including ovoidal rapakivi granites, even-grained and tourmaline-bearing miarolitic leucogranites are shown Fig. 2.5. Detailed petrographic description of these rock types was published by Solomovich and Trifonov (2002). Leucogranites of the Uch-Koshkon suite are characterized by elevated tin contents. Several tin deposits with the largest including the Uch-Koshkon and Sarybulak greisen type deposits are associated with the Kokshaal granites (Solomovich and Trifonov, 1989, 1990; Trifonov, Solomovich, 1993; Pavlovsky et al., 1977, 1998, 2010).



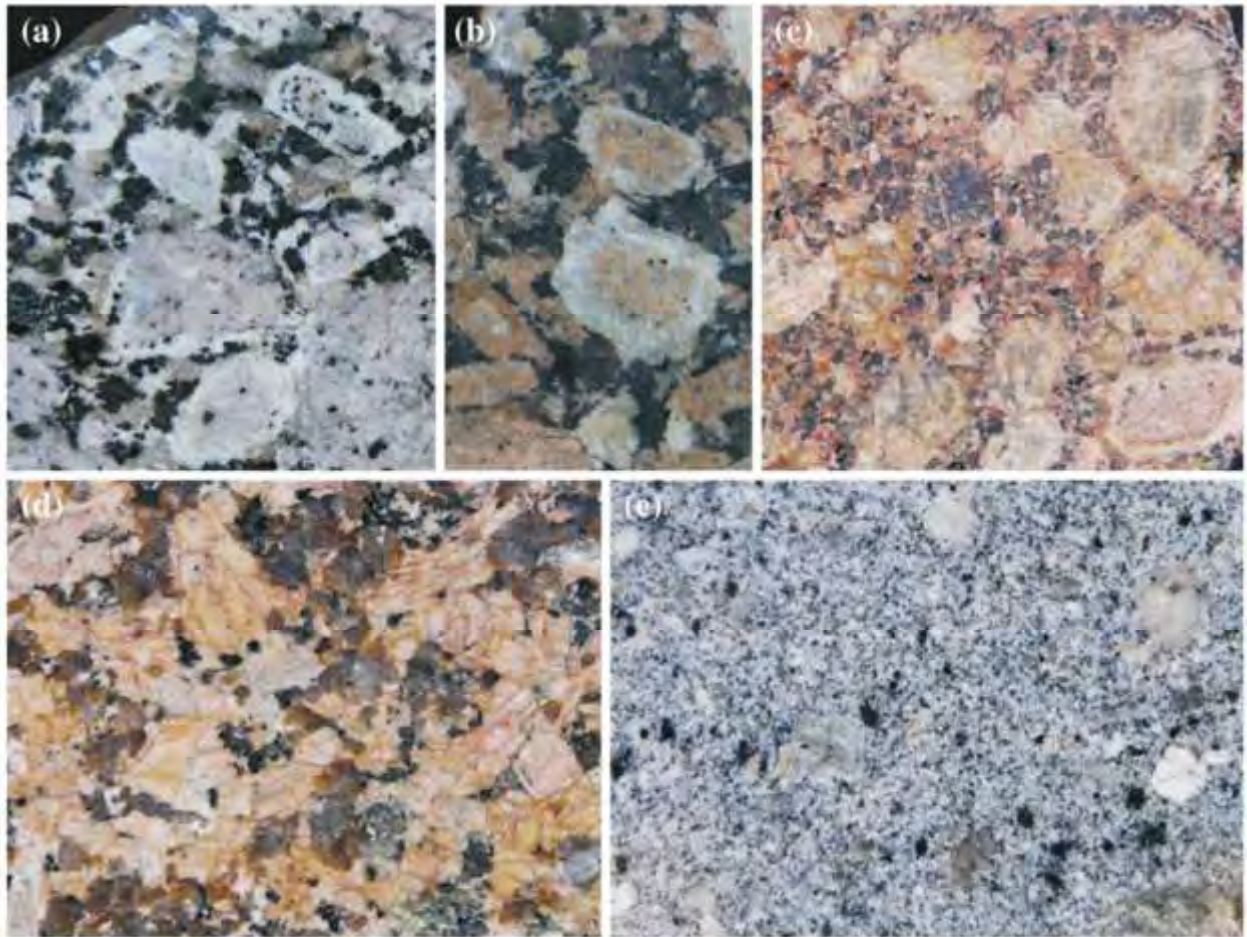


Fig. 2.5. Main rock-types of Kokshaal granites: (a) and (b) ovoidal rapakivi granites from Djangart intrusion, width of photographs 5.7 and 3.8 cm, respectively, (c) leucogranite from Kok-Kiya intrusion with unmantled ovoidal K-feldspar megacrysts, width 4 cm, (d) equigranular leucogranite from Uch-Koshkon intrusion, width 7 cm, (e) tourmaline-bearing miarolitic leucogranite from Mudryum intrusion, width 6.8 cm.

**The Surteke complex** (or suite) of alkaline syenites and carbonatites includes several small intrusions located (with exception of the Surteke intrusion) in the eastern part of the Kokshaal Segment. The Surteke massif is located at the southern slope of Atbashi range relatively close to the western group of granite intrusions including the Mudryum and Kok-Kiya massifs. The Surteke massif comprises a ring intrusion composed of shonkinites, alkali syenites, nepheline syenites (main phase) and quartz syenites (Dodonova, 1974; Osmonbetov, 1982; Solomovich and Trifonov, 1989, 1990; Biske et al., 1996). Kaiche, Ailagyr, Kuyukap massifs and Sarysai carbonatite stock are located south of the Uch-Koshkon ore field and partially inside the large Djangart rapakivi massif. Alkaline syenites predominate in the

intrusions of the eastern part of the Kokshaal Segment. Stocks of alkaline syenites in the Djangart massif are surrounded with thick zones (hundreds of meters) of hybrid rocks. Similar hybrid rocks (medium-grained amphibole quartz syenites) are described among ovoidal granites of the Akshiyarak pluton. Gradual transition between ovoidal granosyenites of the Djangart intrusion and alkaline silica undersaturated syenites points to coeval emplacement of granitoid and alkaline melts. The Sarysai carbonatite stock hosts Ta-Nb deposit (Solomovich and Trifonov, 1989, 1990; Trifonov and Solomovich, 1993; Pavlovsky et al., 1998, 2010).

### 2.2.1. Geochemistry

Representative analyses of the Kokshaal granites and related mafic rocks are given in Table B1. Major elements were analysed by XRF, trace elements by ICP-AES (Ecole des Mines de Saint Etienne, France), and in particular REE by ICP-MS (GFZ Potsdam, Germany) methods. Fluorine and boron were analysed by wet chemistry method (Actlabs, Canada). Analytical methods were described by Konopelko et al. (2007).

The biotite-hornblende granites and quartz monzonites of the Djangart and Ak-Shiyarak plutons, comprise a range of compositions with SiO<sub>2</sub> contents of 64-68 wt. %. According to the classification proposed by Frost et al. (2001) the rocks belong to a potassic alkali-calcic series with Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O from 7.5 to 10.5 wt. % and K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O between 1.5 and 1.0 (Figure 2.6.). The rocks are metaluminous with aluminium saturation indexes (ASI=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) mol.) 0.87-0.93 and quite rich in iron relative to Mg with Fe/(Fe+Mg) ratios ( FeO<sup>tot</sup>/(MgO+FeO<sup>tot</sup>) mol.) from 0.77 to 0.95. The rocks are rich in HFSE (U, Th, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, LREE) and F. Chondrite-normalised REE concentrations of the Djangart and Ak-Shiyarak granites are given in Figure 2.7. The rocks have slightly fractionated REE patterns with moderate negative Eu anomalies. Multicationic diagrams (Figure 2.7.) show enrichment in LILE with distinct negative anomalies of Ba, Sr, P and Ti, and less expressed negative spikes for Nb and Ta.

The leucogranites comprise a range of silica rich compositions with SiO<sub>2</sub> contents 69-75 wt. %. They are also potassic (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 7.8-9.0 wt. % and K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O 1.2-2.1) and generally follow the alkali-calcic trend (Figure 2.6. a). The rocks are metaluminous or slightly peraluminous with ASI 0.92-1.16. Leucogranites are poor in Ca and extremely rich in Fe relative to Mg with high and rather varying Fe/(Fe+Mg) ratios from 0.8 to 0.95. Trace element

composition of the leucogranites (Table B1) is characterized by low Ba and Sr, and high Rb and HFSE contents. Elevated concentrations of Li (from 50 to 200 ppm, 5 samples) and F (up to 0.61 wt. %) indicate the presence of Li-rich micas and in some cases topaz. Concentrations of boron, determined in 5 samples, vary from 20 to 40 ppm. Concentrations of Sn in the leucogranites range between 6 and 68 ppm indicating geochemical specialisation of the granites for tin. The REE patterns of the leucogranites are flat or very slightly fractionated with very strong negative Eu anomalies (Figure 2.7.). Characteristic features are decreasing concentrations of LREE, growing concentrations of HREE and increasing Eu anomalies in the most evolved varieties of the leucogranites.

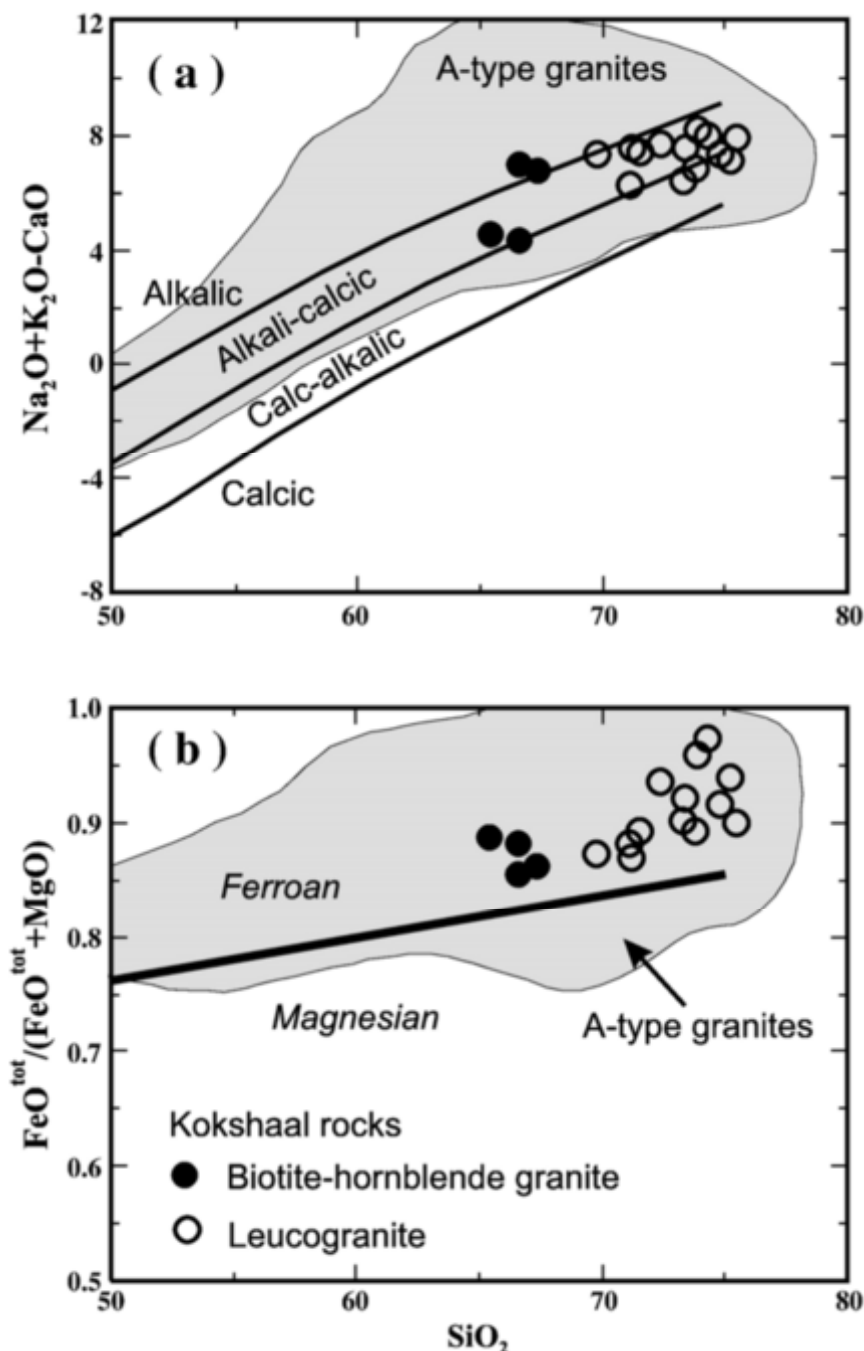


Fig. 2.6. Kokshaal granites on classification diagrams of Frost et al. (2001):  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % (a) and  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt.% (b) with a field for A-type granites of the world after Frost et al. (2001).

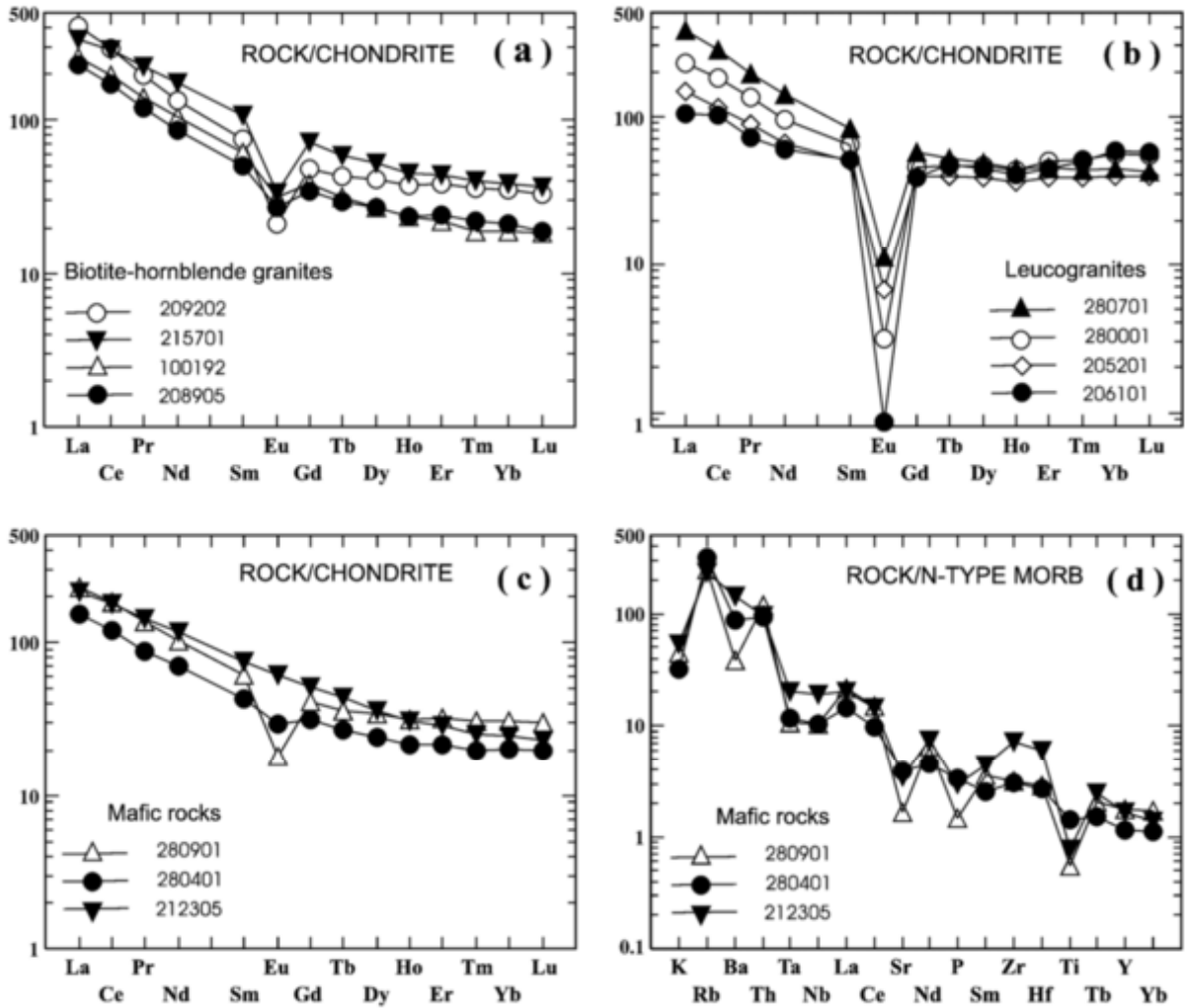


Fig. 2.7. Chondrite-normalised (Sun and McDonough, 1989) REE patterns of the Kokshaal rocks: (a) biotite-hornblende granites, (b) leucogranites, (c) mafic rocks; and N-type MORB-normalized (Sun and McDonough, 1989) trace element abundances of mafic rocks (d).

Mafic rocks associated with the Kokshaal granites occur as relatively small bodies or as mafic enclaves in the granites. The most primitive composition (sample 280401) is found in a 50 m wide and 1000 m long composite diabase dyke from the Mudryum leucogranite intrusion

(Fig. 2.4.). The dyke compositionally corresponds to gabbro with tholeiitic affinity. It has a relatively low  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content (14.5 %), high  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  ratio (0.62 at 56%  $\text{SiO}_2$ ) and elevated  $\text{TiO}_2$  content (1.8 %). Coarse-grained monzodiorite (sample 212305), representing mafic rocks associated with biotite-hornblende granites, has a similar composition (Table B1). Both rocks plot in the tholeiitic field in the AFM diagram and in the field of within-plate basalts in the trace elements discrimination diagrams. The REE patterns of the mafic rocks are slightly fractionated without or with a moderate negative Eu anomaly (Figure 2.7. c). On the trace element abundance diagram (Figure 2.7. d) the mafic rocks demonstrate moderately increased concentrations of incompatible elements relative to N-type MORB and lack distinguishable negative Ta-Nb-Ti anomaly.

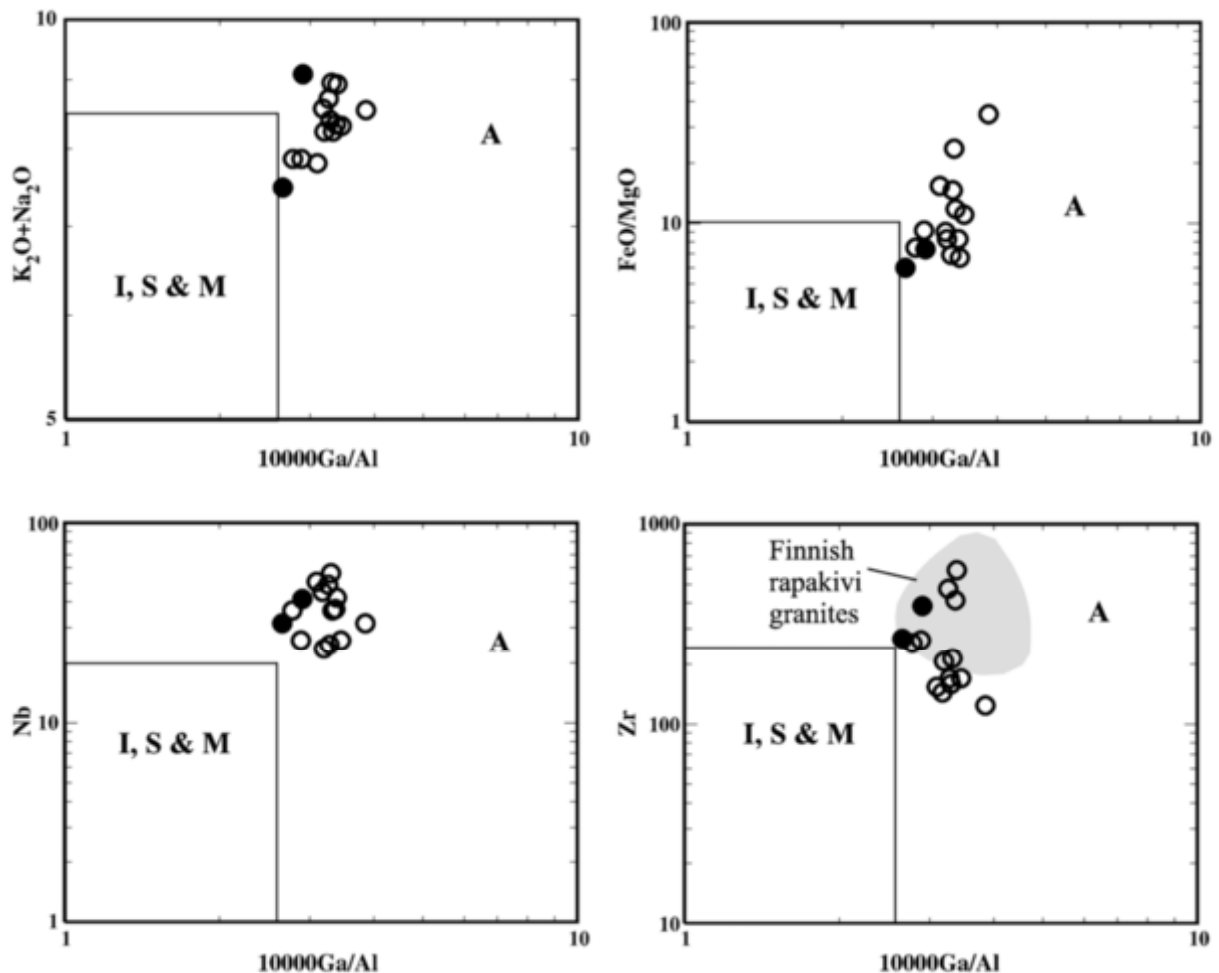


Fig. 2.8.  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}/\text{MgO}$ , Nb and Zr vs.  $10000\text{Ga}/\text{Al}$  discrimination diagrams of Whalen et al. (1987), showing the A-type nature of the Kokshaal granites. Field for the Finnish

rapakivi granites after Haapala et al. (2005) shown on Zr vs. 10000Ga/Al plot for comparison. See Figure 2.6. for legend.

The Kokshaal granites of both types have a pronounced A-type affinity. They are mostly metaluminous with high Fe/Mg ratios. Because the Fe/Mg ratio is one of the most important signatures of an A-type granite, we present on Figure 6b compositions of the Kokshaal granites plotted on the  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs. wt. %  $\text{SiO}_2$  diagram (Fig. 2.6. b) with a field for A-type granites of the world after Frost et al. (2001). As seen in the figure, all the Kokshaal granites plot in the A-type field. The trace element compositions of the Kokshaal rocks also correspond to that of the A-type granite. The granites, especially leucogranites, have very high concentrations of HFSE and they plot in the field of within-plate granites and A-type granites on the Pearce-type discrimination diagrams. The granites have elevated 10000\*Ga/Al ratios characteristic for A-type granites (Figure 2.8., Table B1).

### 2.2.2. Whole rock Nd isotopic composition

Eight samples of the Kokshaal granites and 2 samples of mafic rocks were analysed for their Nd isotopic composition. Because Nd data for adjacent terranes of the Tien Shan are very scarce, we also analysed 3 samples of the Ordovician granites representing the crust of the Middle and Northern Tien Shan and 1 sample of the Kochkorka gneiss from Northern Tien Shan with a U-Pb zircon age of  $1050 \pm 20$  Ma (Kiselev, 1999). Nd isotopic data are presented in Table C2 and initial Nd isotopic compositions of all analysed samples, as well as published Nd data for adjacent terranes, are shown in a  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs. age diagram in Figure 2.9. Details of analytical procedure were published by Konopelko et al. (2007).

The Kokshaal rocks have relatively uniform  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.1089-0.1286) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.512127-0.512506) ratios with one exception of highly evolved quartz porphyry, sample 206101. The Middle and Northern Tien Shan rocks show a wider range of Sm and Nd concentrations and a range of  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.0778-0.12559) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.511808-0.512159) ratios. All analysed samples have negative initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values. The highest initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  value of 0.0 (at 295 Ma) is characteristic for a mafic rock, namely quartz monzonite (sample 212305, Table C2), from the small composite Ak-Tash intrusion in the Kokshaal. The biotite-hornblende granites from the Djangart and Akshiyrak plutons have  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (at 295 Ma) values

between -4.8 and -6.9 (3 samples). The leucogranites of the Uchkoshkon, Kok-Kiya, Mudryum and Ak-Tash intrusions have more variable  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (at 280 Ma) values between -1.6 and -5.9 (5 samples). Three granite samples from the Ordovician Almalinsky and Ottuk intrusions in the Middle and Northern Tien Shan have initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values between -4.9 and -5.6 and the Precambrian Kochkorka gneiss has an initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  value -5.6 (at 1050 Ma).

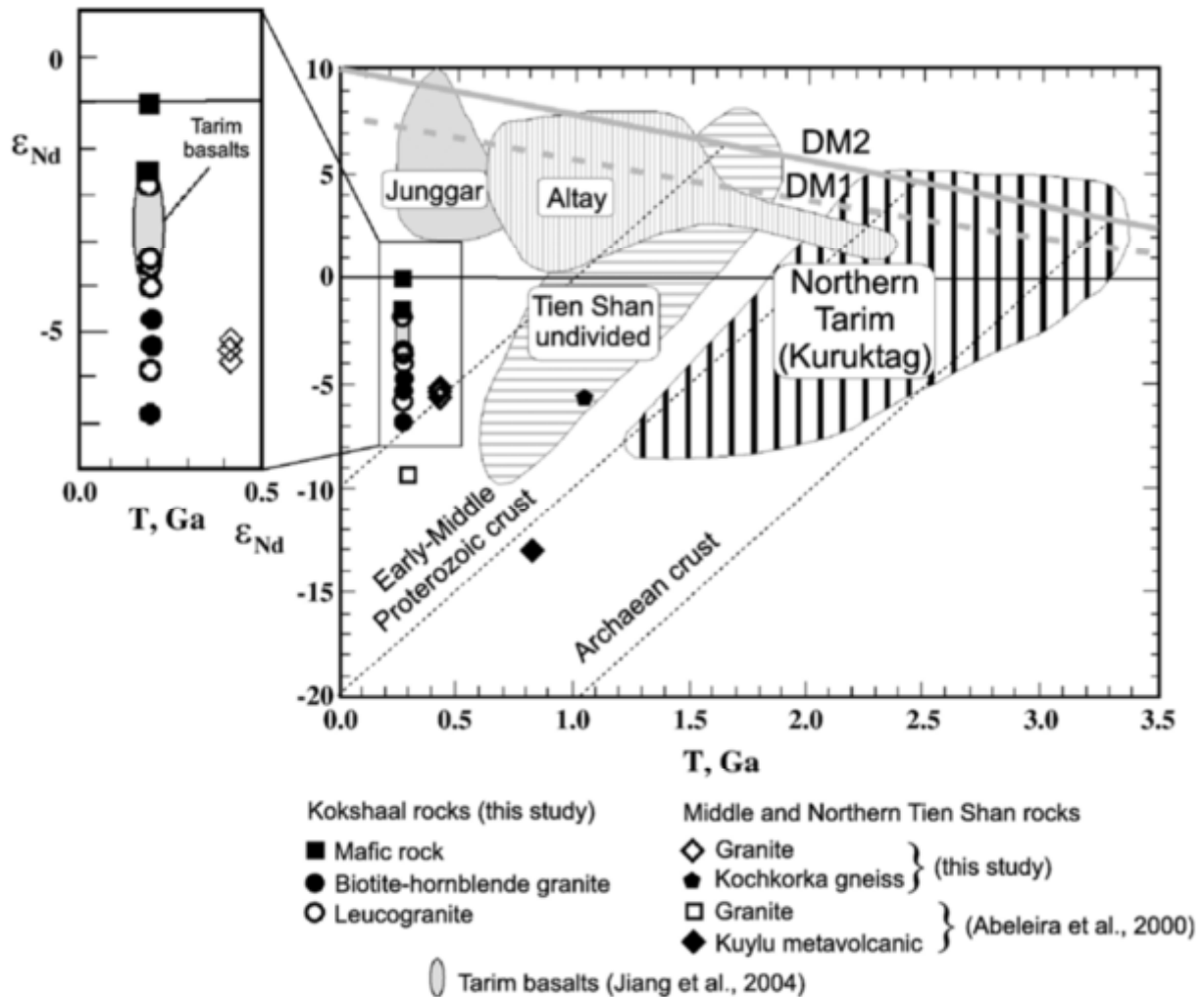


Fig. 2.9.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs. age diagram showing initial Nd isotopic composition of the Kokshaal rocks and rocks of adjacent terranes. Fields for basement rocks (amphibolites and gneisses) of the Junggar, Altay, Tien Shan and Tarim are from Hu et al. (2000). Fields of evolution of the Early-Middle Proterozoic and Archaean crust are after Jahn et al. (2000b). Nd isotope evolution of the depleted mantle is shown according to DePaolo (1981) (DM1) and as linear evolution  $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$  at 4.56 Ga to + 10 at present after Jahn et al. (2000b) (DM2).

Thus, low initial  $\epsilon_{Nd}$  values of the Kokshaal granites (from -1.6 to -6.9 at 280 Ma) suggest a significant input of Precambrian crustal component ( $\epsilon_{Nd}$  from -7 to -17 for the Early-Middle Proterozoic crust at 300 Ma). This is supported by the Mesoproterozoic Nd model ages of the Kokshaal granites (1.05-1.43 Ga), calculated according to the model of DePaolo (1981). This conclusion also applies to the Ordovician granites of the Middle and Northern Tien Shan representing the Paleo-Kazakhstan crust.

### 2.2.3. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology

Four intrusions were chosen for U-Pb zircon geochronology. Biotite-hornblende granite with plagioclase-mantled ovoidal K-feldspar megacrysts from the Djangart intrusion (sample 209202) represents large plutons of rapakivi granite. Biotite leucogranite from the Uch-Koshkon intrusion (206801) represents evolved tin-bearing granites of the eastern part of the study area. Biotite leucogranite from the Mudryum intrusion (280001) and biotite-hornblende leucogranite from the Kok-Kiya intrusion (280701) characterize the leucogranite plutons of the western part of the study area.

The zircons were studied at the Department of Geosciences, Stockholm University and at the NORDSIM laboratory of the Swedish Museum of Natural History, Stockholm utilizing high-mass resolution, high-sensitivity Cameca IMS 1270 ion microprobe. Details of analytical procedure were published by Konopelko et al. (2007). Analytical data are presented in Table C2 and plotted as  $2\sigma$  error ellipses in concordia diagrams on Figure 2.10. (Tera and Wasserburg, 1973, 1974). Age calculations were made using the Isoplot/Ex v. 2.05 program (Ludwig, 1999). Zircons recovered from the four samples are rather similar and represent prismatic elongate grains with distinct facets. They vary significantly in size from 20  $\mu\text{m}$  to 1 mm with length/width ratios from 2 to 5. In this study 200-400  $\mu\text{m}$  long crystals were chosen for analyses. The zircons are transparent or yellowish-brown in transmitted light without inherited cores. On BSE and CL images the zircon grains are homogeneous with weak magmatic zoning. Four to eight grains were analysed in each sample resulting in 5-12 analyses per sample.

All analyses of zircons from the four intrusions plot on or near concordia. Analyses of zircons from the Djangart pluton yield a weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $295 \pm 4$  Ma ( $n=11$ ,



MSWD=0.32). If 3 slightly discordant analyses are excluded from calculation, 8 analyses yield a concordia age of  $296 \pm 4$  Ma (MSWD=0.69).

Five analyses of zircon grains from the Uch-Koshkon intrusion give a weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $283 \pm 9$  Ma (MSWD=0.46). If two discordant analyses are excluded, three analyses give a concordia age of  $279 \pm 8$  Ma (MSWD=4.9).

All 12 analyses from the Mudryum intrusion are concordant and yield a weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $280 \pm 6$  Ma (MSWD=0.49). However, if one slightly younger analysis is excluded the remaining data cluster yields a concordia age of  $281 \pm 2$  Ma (MSWD=8.7).

Seven analyses of zircons from the Kok-Kiya intrusion yield a concordant data cluster with weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $281 \pm 7$  Ma (MSWD=0.034) and concordia age of  $281 \pm 3$  Ma (MSWD=0.084). The  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ages of zircons are 10-20 Ma younger than corresponding U-Pb ages but coincide within error limits (Table 2).

The concordia ages of  $296 \pm 4$  Ma,  $279 \pm 8$  Ma,  $281 \pm 2$  Ma and  $281 \pm 3$  Ma are considered as crystallization ages for the Djangart, Uch-Koshkon, Mudryum and Kok-Kiya intrusions, respectively. The  $296 \pm 4$  Ma age of the Djangart granite corresponds within error limits with the  $292 \pm 3$  Ma zircon SHRIMP age recently obtained for the petrographically similar Ak-Shiyrak pluton (Konopelko et al., 2006). Thus, emplacement of the Kokshaal A-type granites took place 295-280 Ma ago. Plutons of rapakivi granites in the eastern part of Kokshaal apparently formed 10-15 Ma earlier than leucogranites in its western part, according to the data.

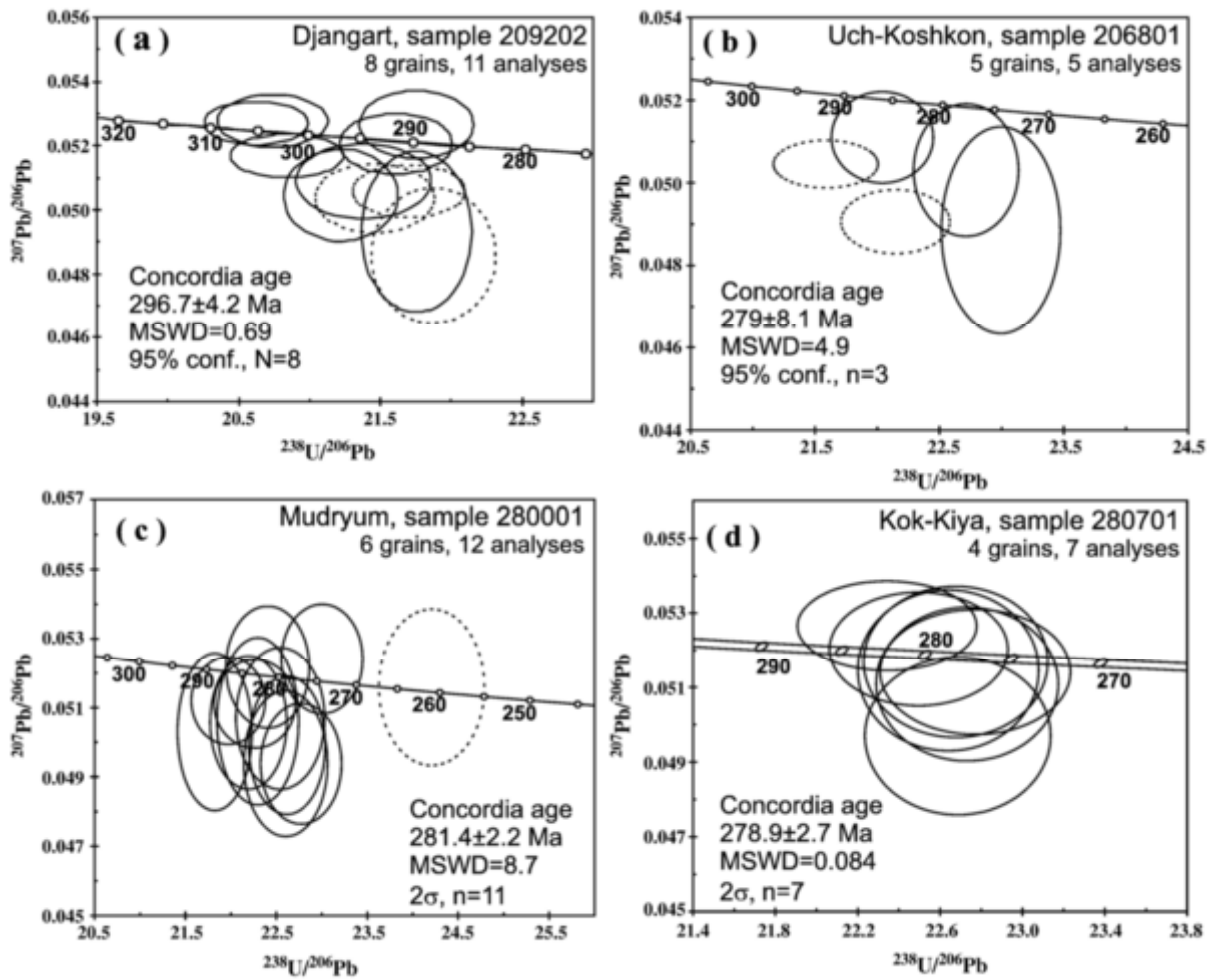


Fig. 2.10. U-Pb concordia diagrams for SIMS zircon data from (a) Djangart, (b) Uch-Koshkon, (c) Mudryum and (d) Kok-kiya granite intrusions. Error ellipses denote  $2\sigma$  level of uncertainty. Dashed ellipses are excluded from concordia age calculations.

#### 2.2.4. Petrogenesis of granites

The Kokshaal intrusions include rocks of several intrusive phases and host greisen ton deposits indicating individual differentiation histories of particular plutons. Geochemical data presented in this study may reveal only a major trend of the geochemical evolution of the whole complex. This general evolutionary trend observed in the biotite-hornblende rapakivi granites and leucogranites of the Kokshaal is typical for A-type series. The trend is characterized by the evolution from hornblende+biotite granite to biotite granite and finally to topaz-bearing leucogranite. Geochemically, this trend is characterized by an increase in Si, Rb, Nb, F, Ga, Sn, HREE, Fe/(Fe+Mg), ASI, Eu/Eu\* and a decrease in Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Ba,

Sr, Zr and LREE. This evolutionary trend is explained by K-feldspar + subaluminous mafic silicate (usually hornblende) fractionation with trace amounts of apatite, zircon and allanite (Rämö and Haapala, 1995). The major role of the K-feldspar + hornblende-dominated fractionation in producing the compositional range of the Kokshaal granites is illustrated by wt. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. wt. %  $\text{SiO}_2$ , ppm Eu vs. wt. %  $\text{SiO}_2$  and ASI vs. wt. %  $\text{SiO}_2$  diagrams shown in Figure 2.11. a-c. A decreasing  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content with increasing silica indicates fractionation of rock-forming silicate minerals. A decreasing Eu content with increasing silica shows that K-feldspar played a major role in the fractionation assemblage. An increasing ASI with increasing silica content indicates that the second major mineral in the fractionation assemblage was a subaluminous mafic silicate, namely hornblende. Thus, the ovoidal biotite-hornblende rapakivi granites of the Djangart and Ak-Shiyrak plutons are cumulus-rich rocks.

A number of mechanisms have been suggested to explain the origin of A-type granite magmas of which fractionation of mantle-derived magma, reaction of mantle-derived magma with crustal rocks, and melting of deep continental crust are considered as the most important (Rämö and Haapala, 1995; Bonin, 1996). The tectonic position of A-type granites is also not uniform as they can be formed in both postorogenic and anorogenic settings. Eby (1992) subdivided A-type granites into two groups: A1 and A2. The A1 group is mantle-derived and emplaced in anorogenic setting. The A2 group is derived from melting of continental crust and forms in various tectonic environments. On the Rb/Nb-Y/Nb and Y-Nb-Ce discriminant diagrams of Eby (1992) the Kokshaal A-type granites generally plot into the A2 field (Figure 2.12.) which is compatible with postorogenic tectonic setting and crustal origin. Neodymium isotopic data for the Kokshaal A-type granites also suggest mixing of asthenospheric mantle and crustal components. The granites have negative initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values marginally overlapping with a field of evolution of the Middle-Late Proterozoic crust (Figure 2.9.), indicating a significant involvement of Precambrian crustal component. A Precambrian crustal source for the Kokshaal granites was also proposed by Chiaradia et al. (2006), based on Pb isotope compositions of K-feldspar and whole rock samples.

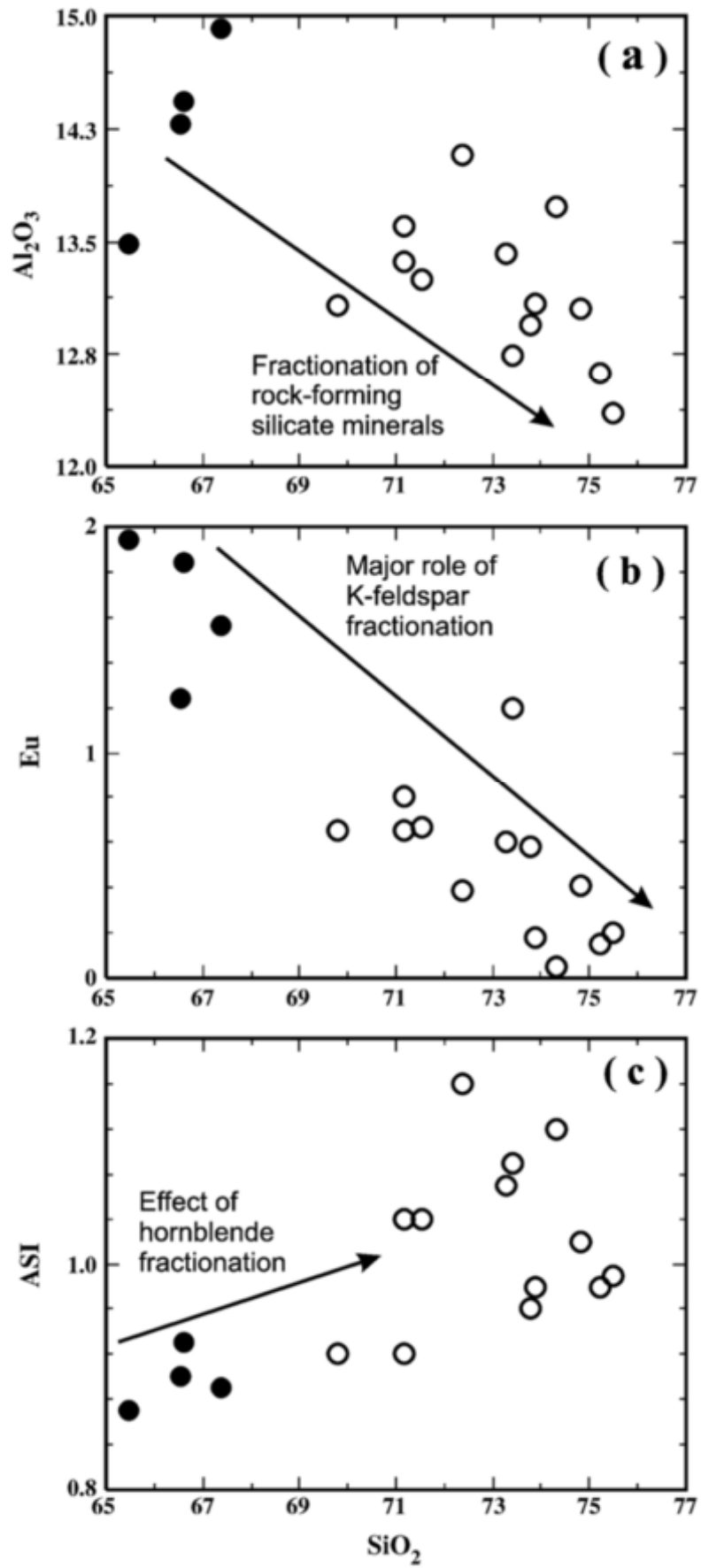


Fig. 2.11. Harker-type diagrams for Kokshaal granites: wt. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. wt. %  $\text{SiO}_2$  (a), Eu (ppm) vs. wt. %  $\text{SiO}_2$  (b), ASI ( $=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  mol.) vs. wt. %  $\text{SiO}_2$  (c). Decreasing  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content with increasing silica indicates fractionation of rock-forming silicates. Decreasing Eu content with increasing silica show that K-feldspar played major role in the fractionation assemblage. Increasing ASI with increasing silica content indicates that the second major mineral in the fractionation assemblage was a subaluminous mafic silicate, namely hornblende. See Figure 2.6. for legend.

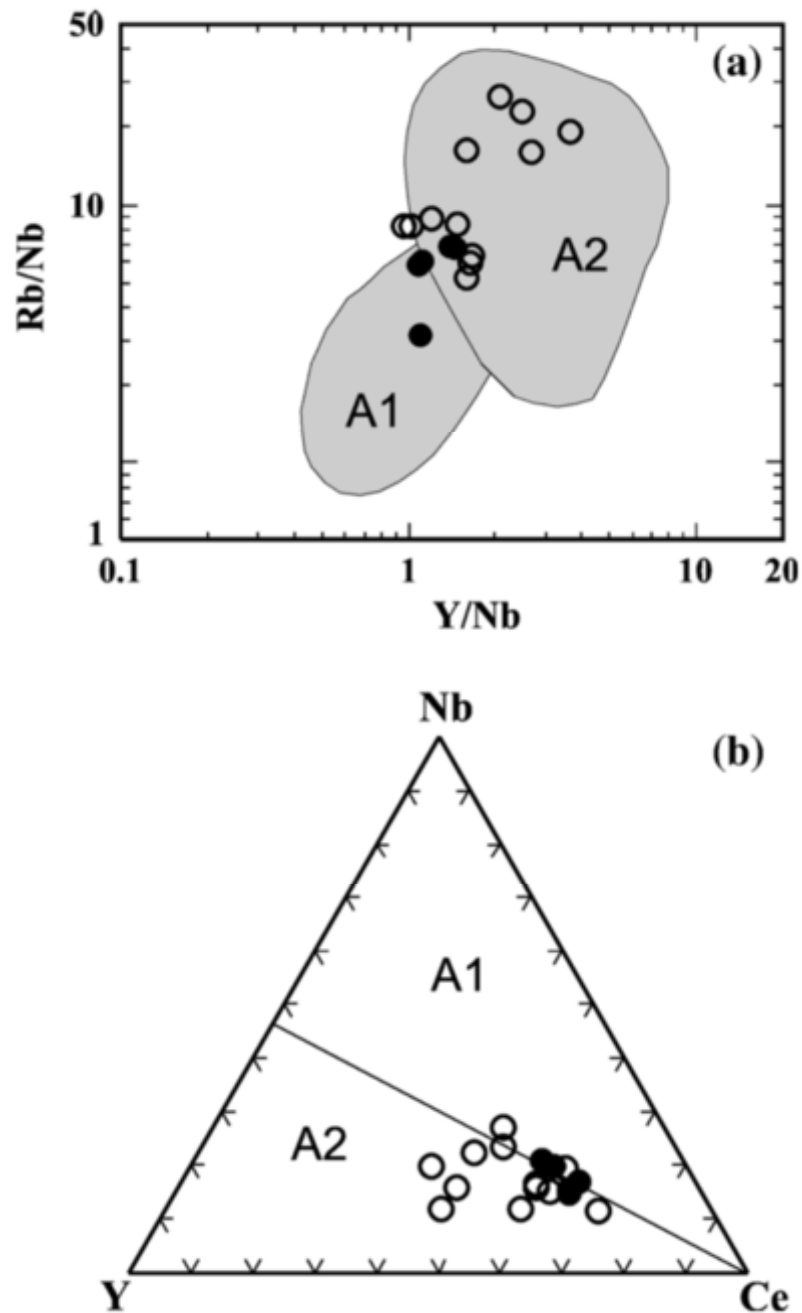


Fig. 2.12. Kokshaal granites on Rb/Nb vs. Y/Nb (a) and Y-Nb-Ce (b) diagrams. Fields for mantle-derived (A1) and crustal melting-derived (A2) A-type granites after Eby (1992). See Figure 2.6. for legend.

The Kokshaal A-type granites are associated with coevally emplaced tholeiitic mafic rocks and alkaline silica undersaturated syenites. An association with tholeiitic mafic rocks is a typical feature of A-type series granites (e.g. Rämö and Haapala, 1995; Frost and Frost, 1997). However, association with alkaline rocks is mostly characteristic for Phanerozoic A-type granites in contrast to their Precambrian equivalents (Haapala et al., 2005). Mafic rocks associated with the A-type granites in the study area are represented by relatively small bodies. However, in Chinese territory, on the southern slope of the Kokshaal range and in the Northern Tarim, thick strata of bimodal Early Permian volcanics: rhyolites and tholeiitic to alkaline basalts with K-Ar ages around 280 Ma are known (Carroll et al., 2001; Jiang et al., 2004). These tholeiitic and alkaline basalts may represent juvenile asthenospheric material underplating the Tarim margin at the post-collisional stage and providing heat for generation of A-type granites from the Precambrian crust of Tarim. The  $\epsilon_{Nd}$  values of the Kokshaal mafic rocks (this study) and of the Tarim basalts (Jiang et al., 2004) vary from chondritic values to  $-3.7$  (at 280-300 Ma). These values are higher or overlapping with  $\epsilon_{Nd}$  values of the Kokshaal granites (Figure 2.9.) and may indicate mixing of asthenospheric mantle and crustal components.

### **2.3. Evolved leucogranites of eastern Kokshaal and calc-alkaline intrusions in the Atbashi-Inylchek Fault zone**

Highly differentiated tin-bearing leucogranites, making several small intrusions in the eastern part of the Kokshaal are ascribed to the Inylchek subcomplex (subsuite) of the regional Kokshaal complex (Dodonova, 1974; Osmonbetov, 1982; Trifonov and Solomovich, 1993; Solomovich and Trifonov, 2002). Some of the intrusions of the Inylchek granites are located in the immediate vicinity of the Atbashi-Inylchek Fault zone, very close to the shear-related intrusions of calc-alkaline I-type granitoids of the Ulan and Terekty suites of the Middle Tien Shan (Figs. 2.2. and 2.3). These intrusions of the calc-alkaline I-type granitoids are located in the Atbashi-Inylchek Fault zone immediately north of the South Tien Shan Suture on the

territory of the Middle Tien Shan. The intrusions are stretched along the Atbashi-Inylchek Fault, along which a wide zone of mylonites and cataclasites is developed in the granites. Aerial view photograph of the Terekty calc-alkaline massif exposed in Sarydjaz range to the north of the Atbashi-Inylchek Fault and the Tashkoro stock of tin-bearing granites, bound to the fault from the south, is shown in Fig. 2.13. Because U-Pb zircon dating have shown that calc-alkaline and tin-bearing granites were emplaced practically coevally, the comparative characteristics of the rocks of the Inylchek and Terekty suites is given below and their petrogenesis is respectively discussed.

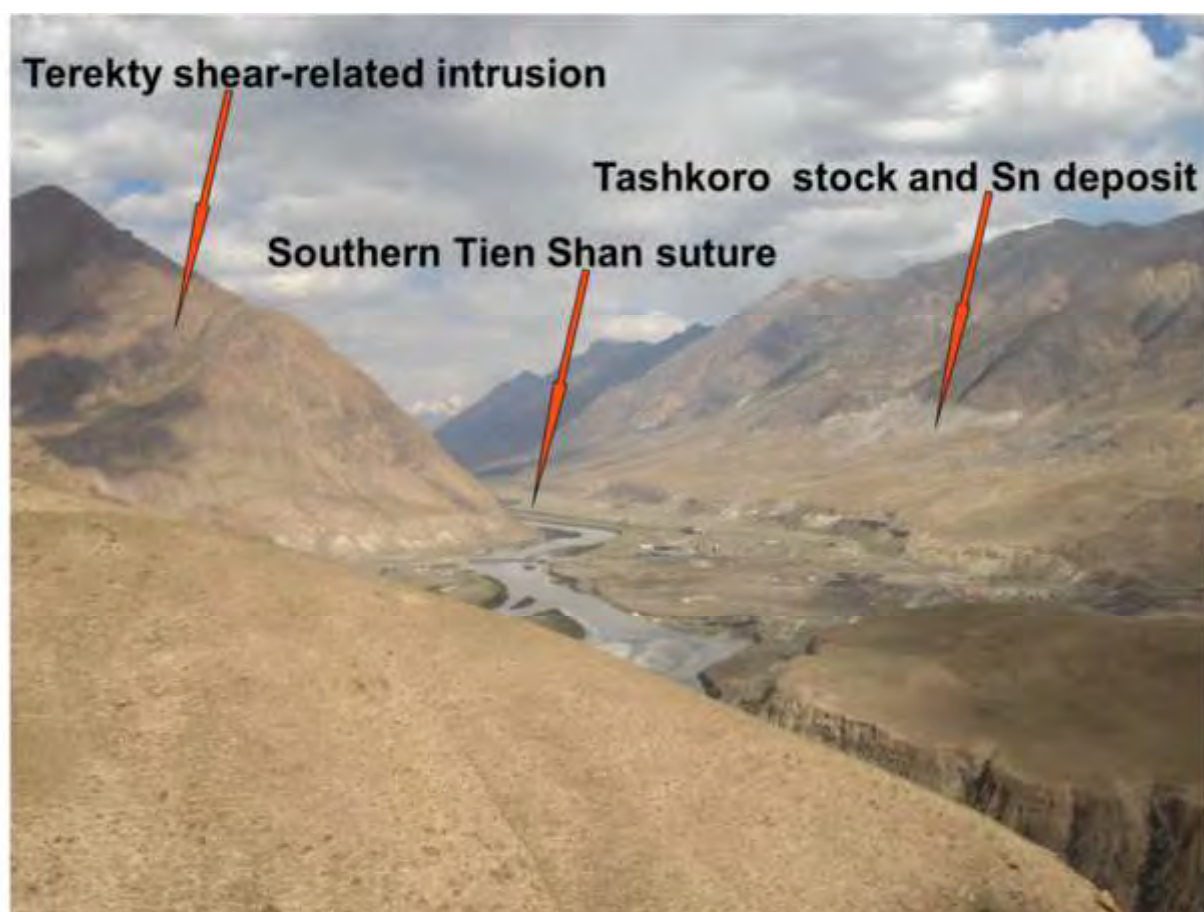


Fig. 2.13. Terekty shear-related calc-alkaline intrusion and Tashkoro stock of tin-bearing granites located on opposite sides of the South Tien Shan Suture (Atbashi-Inylchek fault).

**The Inylchek subcomplex** includes the Tashkoro, Maida'adyr, Sukhodolsky, Inylchek, Atdjailyau, Komsomolsky, Maibash and Djetkai small intrusions located in the eastern part of the Kokshaal Segment of South Tien Shan (Figs. 2.2. и 2.3.). Main volume of the Inylchek

suite consists of evolved differentiated tin-bearing rare metals Li-F granites including subalkaline microcline-albite leucogranites, amazonite granites and ongonites. (Trifonov and Solomovich, 1993; Solomovich and Trifonov, 2002). Coarse-grained biotite granites similar to those of the Uch-Koshkon suite, are common in some of the intrusions. It should be noted that less evolved granites of the Maida'adyr and Maibash intrusions are represented by amphibole-bearing varieties with relatively low silica contents. According to Baybulatov et al. (1973) small stocks of the Inylchek complex consist of the three major rock types. 1) Minor bodies of the most mafic rocks, amphibole + pyroxene-bearing quartz monzonites and granites, are described in the Komsomol and Tashkoro intrusions. In the Tashkoro stock are locally abundant small (10 cm in size) mafic enclaves with signatures of mingling, macroscopically and chemically resembling high-alumina tholeiitic basalts (Table B2). 2) Coarse-grained porphyritic biotite granites and leucogranites dominate in the Maida'adir and Tashkoro stocks. The rocks are locally rich in tourmaline. Photographs of typical Tashkoro granite and abundant tourmaline in this granite are shown on Figs. 2.14. a and b. Photographs of greisenized tourmaline-rich leucogranites are given in Figs. 2.14. c and d. Medium-grained biotite leucogranites cut through coarse-grained granites in the Tashkoro and Maida'adir stocks, and dominate in the Inylchek and Atjailyau intrusions. They form the southern part of the Tashkoro stock known as the Lesisty mineralized zone. Photographs of greisenized tourmaline-rich leucogranites, presented in Figs. 2.14. c and d, show the development of greisenization processes, which results in formation of rich cassiterite ores that were studied at Lesisty exploration (Figs. 2.14. e and f). Medium-grained biotite granites predominate in the Inylchek and Atjailyau massifs and crosscut the coarse-grained granites in the Tashkoro and Maida'adyr intrusions. 3) Finally Li-mica leucogranites comprise most of the Sukhodol and Komsomol intrusions. The Li-mica leucogranites are usually white or amazonite-greenish equigranular rocks with a miarolitic fabric. Large miarolitic cavities are often filled with zinnwaldite, polychromatic tourmaline and other rare metal mineral phases (Solomovich and Trifonov, 2002). The Inylchek leucogranites host not only cassiterite-sulfide ores (Sarydjaz deposit in Tashkoro stock) but also associate with rare metals pegmatites in the axial part of the Inylchek range (Rub and Pavlov, 1982).



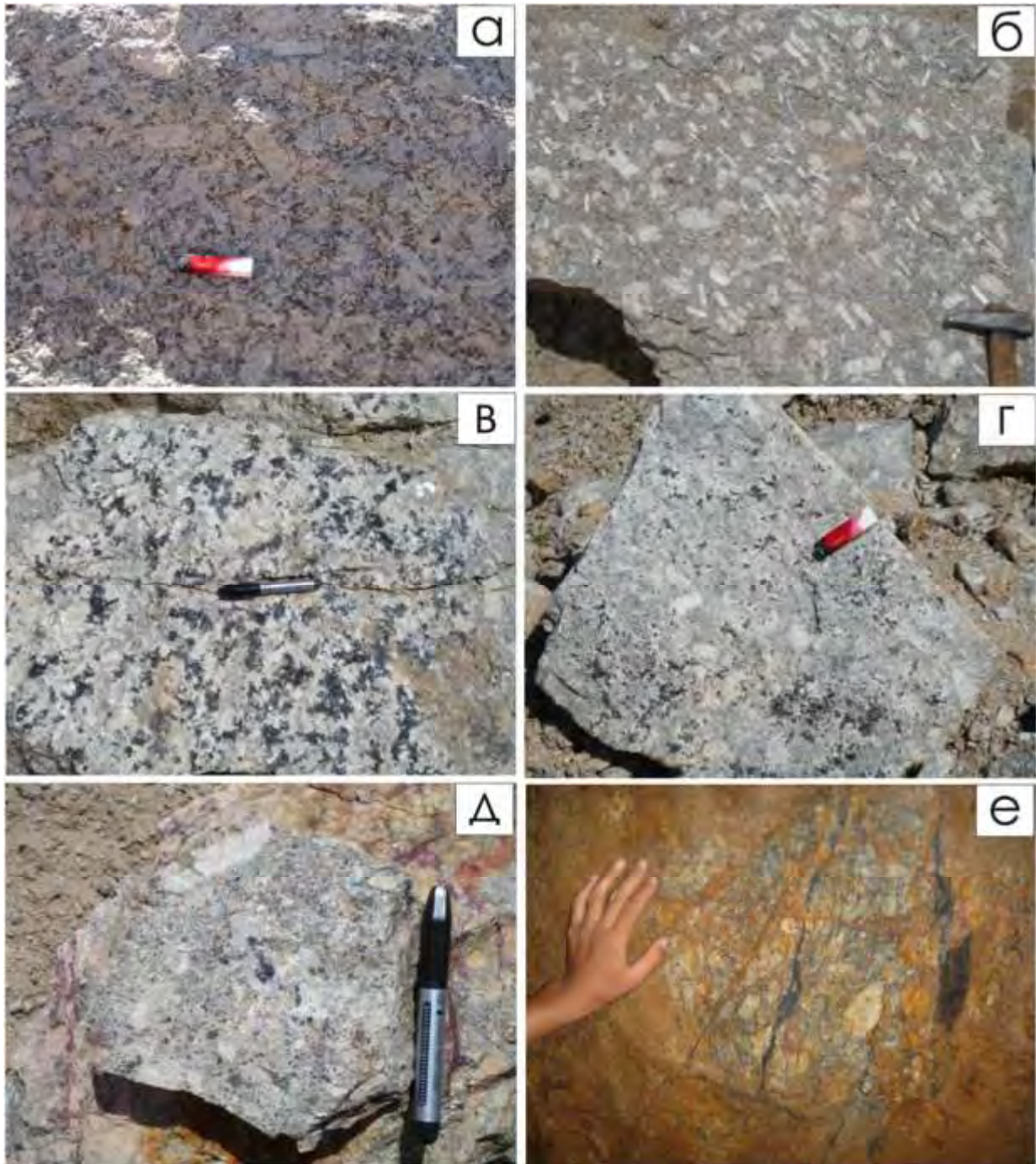


Fig. 2.14. Photographs of main rock-types of the Tshkoro stock: porphyritic leucogranites (a and b), tourmaline-bearing leucogranites (c and d), greisen leucogranite, and ore greisen in Lesisty underground mine.

**Calc-alkaline granitoids of the Atbashi-Inylchek fault zone. The Ulan (Songkul) complex** is represented by the Ulan massif, which was subdivided into West and East Ulan massifs ascribed to the Songkul and Ulan complexes, respectively (Dodonova, 1974; Osmonbetov, 1982). Both intrusions are located in the Atbashi-Inylchek fault zone and are

stretched along the fault for 55 km being ca. 6 km wide. They are cut by the Atbashi-Inylchek fault at the south with wide zone of cataclasites and mylonites along the fault. Northern contact of the intrusions is covered by the alluvial deposits of Naryn river. The West Ulan massif consists of gabbroids of the first phase, which demonstrate signatures of a layered complex. Olivine gabbro-norite comprises major rock type, while subalkaline gabbroids represent minor component. The East Ulan massif is composed of amphibole-biotite granodiorites of the second intrusive phase. The contact between the rocks of the first and the second intrusive phases is hidden under alluvial deposits of Ulan river. In the contact zone, the granodiorites of the second phase host several small pegmatite bodies containing tourmaline and garnet. Granodiorites represent medium to coarse-grained rocks with idiomorphic hornblende rich in accessory minerals. Their mineral composition includes plagioclase (40-60%), quartz (15-25%), potassium feldspar (0-20%), biotite (5-15%), amphibole (0-15%). Accessory minerals are represented by apatite, magnetite, titanite, zircon and allanite. On the QAPF diagram, the rocks of the massif plot into the fields of quartz diorite, monzodiorite, plagiogranite, granodiorite and adamellite making a typical trend of the calc-alkaline series. Numerous occurrences of gold and base metals are associated with the Ulan massifs. It should be noted that amphibole-biotite granodiorites have also been described in the Terekty massif and in the Beshmoinok bodies. However the granodiorites of the Ulan massif differ significantly from more leucocratic granitoids of the Terekty intrusion and are described here separately as the Ulan complex.



Fig. 2.15. Diorite enclave in granodiorite of the Terekty intrusion that was sampled for geochronological study.

**The Terekty complex** includes the biotite adamellites comprising major part of the Terekty massif, located at the southern slope of the Sarydjaz range at the right bank of Inylchek river and stretched for 87 km along the Atbashi-Inylchek fault being 0.5 – 6.5 km wide. Contacts of the massif are predominantly tectonic. According to Osmonbetov (1982), other rock types of the Terekty intrusion include amphibole-biotite granodiorites, garnet-bearing migmatites and muscovite granites, and xenoliths and enclaves of diorites, schists, amphibolites and gneisses. Mineral composition of gneissic and porphyritic biotite granites include oligoclase (30-50%), microcline (20-40%), quartz (20-30%), biotite (5-10%). Accessory minerals are represented by magnetite, zircon, titanite, apatite and allanite. The rock assemblage of the Terekty intrusion was subdivided into three or four intrusive phases by different authors. Adamellites of the Terekty suite do not host any significant mineralization. The Beshmoinok intrusions consist of mylonitized leucocratic adamellites



containing acid plagioclase (30%), microcline (25%), quartz (40%) and minor biotite, muscovite and magnetite (less than 1%). Osmonbetov (1982) described the Terekty massif as a monogenic intrusion. However, Grishchenko (1985) subdivided the Terekty massif into Silurian Kaindibulak suite and Carboniferous Terekty suite. The Kaindibulak suite comprised cataclastic and mylonitized granites containing numerous xenoliths of metamorphic rocks and enclaves of dioritic composition. The less deformed biotite granites were described as the Terekty suite or complex. In order to investigate these two rock series we sampled both the typical homogeneous porphyritic amphibole-biotite granodiorite and the amphibole diorite from an enclave (Fig. 2.15.).

### **2.3.1. U–Pb zircon dating**

Five samples were chosen for U-Pb zircon SHRIMP-II chronology. Two samples represent the rocks of the Terektinsky massif: sample 416000 represents typical amphibole-biotite slightly deformed granite collected near the bridge over the Sary-Djaz river, and sample 416705 represents amphibole diorite collected from a large mafic enclave ca. 50 m across close to the bridge over the Inylchek river.

Small stocks of the Inylchek complex south of STSS are represented by 3 samples: sample 416506 represents coarse-grained porphyritic amphibole-bearing granite of the Tashkoro stock; sample 416801 represents equigranular granite from the mineralized zone Lesisty in the southern part of Tashkoro stock. Finally, sample 416803 represents leucogranite of the Maida'adir intrusion.

The U-Th-Pb isotope analyses were made using the SHRIMP-II ion-microprobe in the Center of Isotopic Research, VSEGEI, St. Petersburg, Russia. Details of analytical procedure were published by Konopelko et al. (2009). Analytical results are given in Table C3. The concordia plots (Tera & Wasserburg, 1974), shown in Fig. 2.16., were constructed using ISOPLOT/EX macro (Ludwig, 1999).

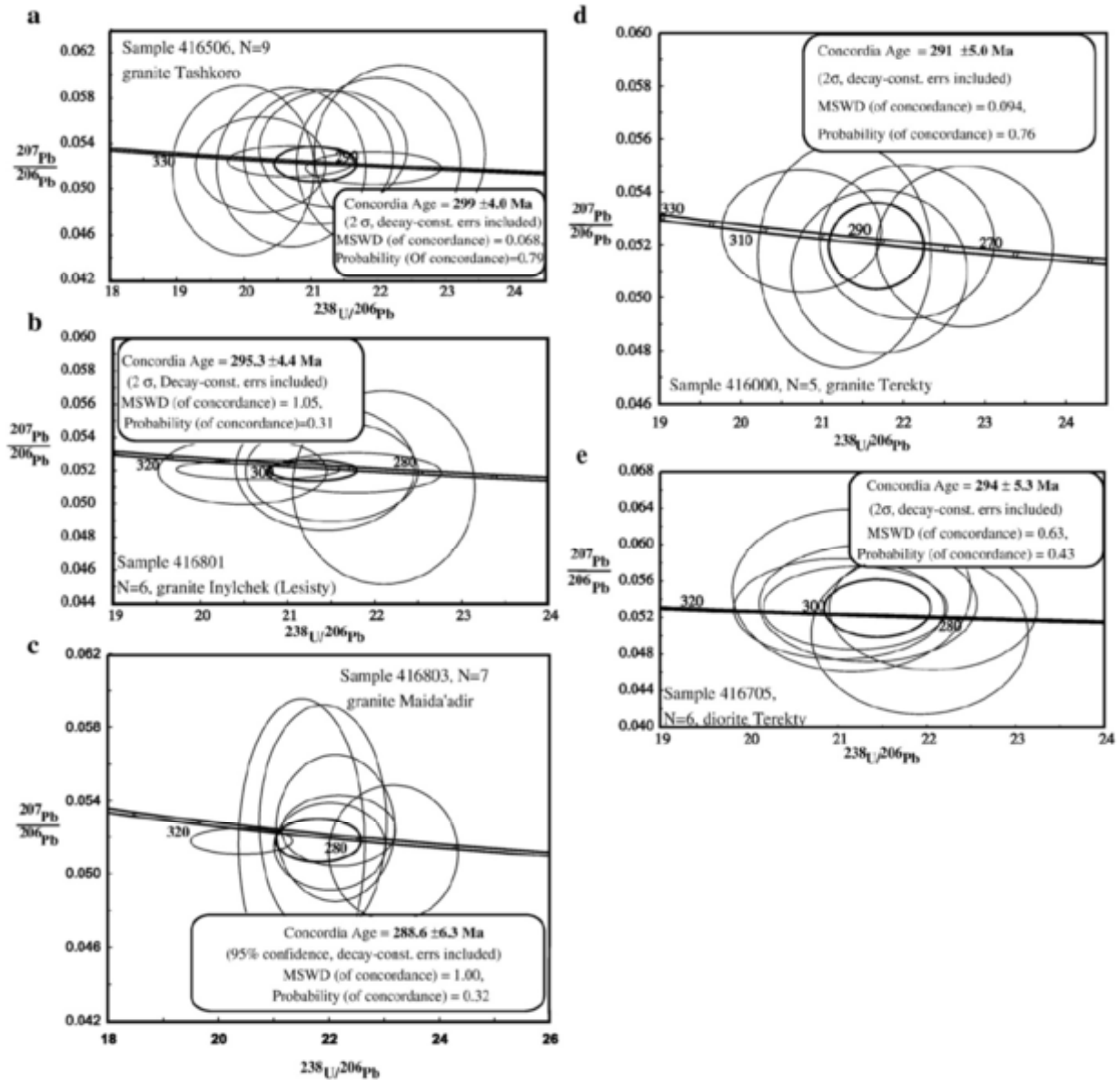


Fig. 2.16. Concordia diagrams for zircon U-Pb SHRIMP data from (a) Tashkoro granite, (b) Tashkoro leucogranite from Lesisty mineralised zone, (c) Maida'adir leucogranite (d) Terekty granite and (e) Terekty diorite. Error ellipses denote 2  $\sigma$  level of uncertainty.

Zircon grains recovered from sample 416506 (amphibole-bearing Tashkoro granite) represent distinct prismatic grains. They vary in size up to 250  $\mu\text{m}$  with length/width ratios about 6:1. The zircons are transparent in transmitted light without inherited cores. On BSE and CL images the zircon grains are homogeneous with oscillatory magmatic zoning. Nine spots were analysed in 9 grains covering both outer and inner parts of the grains. All data plot on concordia (Fig. 2.16. f) and yield a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordia age of  $299 \pm 4$  Ma (MSWD 0.068).

Zircon grains recovered from sample 416801 (mineralised zone Lesisty) represent homogeneous prismatic grains with distinct facets. They vary in size from 150  $\mu\text{m}$  to 250  $\mu\text{m}$  with length/width ratios about 5:1. The zircons are transparent in transmitted light without inherited cores. On BSE and CL images the zircon grains are homogeneous with intense oscillatory magmatic zoning. Some grains have dark or bright areas inside. Six spots were analysed in 6 grains covering both outer and inner parts of the grains. All data plot on concordia (Fig. 2.16. b) and yield a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordia age of  $295\pm 4$  Ma (MSWD 1.05).

Zircon grains recovered from sample 416803 (leucogranite of the Maida'adir stock) represent stubby prismatic grains. They vary in size from 150  $\mu\text{m}$  to 200  $\mu\text{m}$  with length/width ratios about 4:1. On BSE and CL images the zircon grains demonstrate pronounced oscillatory magmatic zoning. Half of the grains have bright areas inside and darker rims under CL. Six spots were analysed in 6 grains covering both bright and dark areas of the grains. All data plot on concordia (Fig. 2.16. c) and yield a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordia age of  $285\pm 5$  Ma (MSWD 0.000).

Zircon grains recovered from sample 416000 (granite of the Terektinsky massif) represent very homogeneous population of stubby prismatic grains. They vary in size from 200  $\mu\text{m}$  to 250  $\mu\text{m}$  with length/width ratios about 3-4:1. On BSE and CL images the zircon grains demonstrate bright color and oscillatory magmatic zoning. No inherited cores have been identified in the recovered zircon grains. Five spots were analysed in 5 grains covering both outer and inner parts of the grains. All data plot on concordia (Fig. 2.16. d) and yield a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordia age of  $291\pm 5$  Ma (MSWD 0.094).

Zircon grains recovered from sample 416705 (diorite of the Terektinsky massif) represent inhomogeneous population of prismatic, elongate and irregularly shaped grains without distinct facets. They vary in size from 100  $\mu\text{m}$  to 200  $\mu\text{m}$  with length/width ratios about 3-4:1. On BSE and CL images the zircon grains demonstrate bright color and weak oscillatory or patchy zoning. No inherited cores were identified in the recovered zircon grains. Six spots were analysed in 6 grains covering both outer and inner parts of the grains. All data plot on concordia (Fig. 2.16. e) and yield a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordia age of  $294\pm 5$  Ma (MSWD 0.63).

Thus all the obtained ages are statistically reliable concordia ages which may be considered as crystallization ages of the intrusions under study. It is noticeable that 4 out of 5 dated rocks yielded ages within the range of 299-291 Ma which correspond within error limits.

The only exception is the Maida'adir stock that yielded a slightly younger age of 285 Ma. The implications of these obtained ages are discussed below.

### 2.3.2. Geochemistry

Chemical analyses of granitoid rocks from both sides of STSS are presented in Table B2. Major and trace elements were analysed in VSEGEI, St. Petersburg by XRF and ICP-AES methods, respectively. Details of analytical procedures were described by Konopelko et al. (2009). Because 10 analyses represent a rather restricted dataset, in order to show broader geochemical trends, on the diagrams we also plotted data from older unpublished reports by Dodonova (1974) and Grischenko (1985) and trace elements analyses from the recent publication of Solomovich and Trifonov (2002).

On the TAS classification diagram (Middlemost, 1994) the rocks of both complexes: the Terektinsky and the Inylchek plot in the fields of diorite, granodiorite and granite and define subalkaline series (Fig. 2.17. a). Three exceptions are represented by samples of the Tashkoro stock which plot in the field of alkaline series. The two complexes are well discriminated by FeO/MgO ratios on a diagram  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  vs. wt.%  $\text{SiO}_2$  with a field for A-type granites of the world after Frost et al. (2001). Most of the rocks of the Inylchek complex have extremely high  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  ratios between 0.8 and 1.0, and plot into the field of ferroan (tholeiitic) granitoids and in the field of A-type granites of the world (Fig. 2.17. b). On the same diagram it is seen that samples from the Terektinsky massif mostly plot into the field of magnesian (calc-alkaline) granitoids.

On a  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$  (atomic) vs.  $10\,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  diagram of Whalen et al. (1986) rocks of both complexes plot below the line of peralkaline field. However samples of the Terektinsky massif are well discriminated from the samples of Inylchek complex by their Ga/Al ratios: the former plot into the field of M-, I-, and S-type granites while the latter plot into the field of A-type granites (Fig. 2.17. c).

On a diagram  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  mol. vs.  $\text{SiO}_2$  the rocks of both complexes are metaluminous or moderately peraluminous with ASI up to 1.15 and higher ( $\text{ASI}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  mol.), and both complexes plot into the field for A-type granites of the world after Frost et al. (2001). However it is noticeable that more than half of the Inylchek samples plot in the peraluminous field (Fig. 2.17. d). For further discrimination of

the two complexes we used diagrams of Whalen, et al. (1986). The rocks of the Terektinsky massif are well discriminated from the rocks of the Inylchek complex by their Ga/Al ratios on  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  vs.  $10\,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  diagram (Fig. 2.18. a) but failed to be discriminated by Zr+Nb+Ce+Y contents on a  $10\,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  vs. Zr+Nb+Ce+Y diagram. Instead on Fig. 2.18. b we show the dramatic difference of the two complexes in concentrations of Sn. Tin contents in all samples from the Terektinsky massif are below 5 ppm while southern Tien Shan intrusions of the Inylchek complex contain from 10 to 100 ppm of tin.

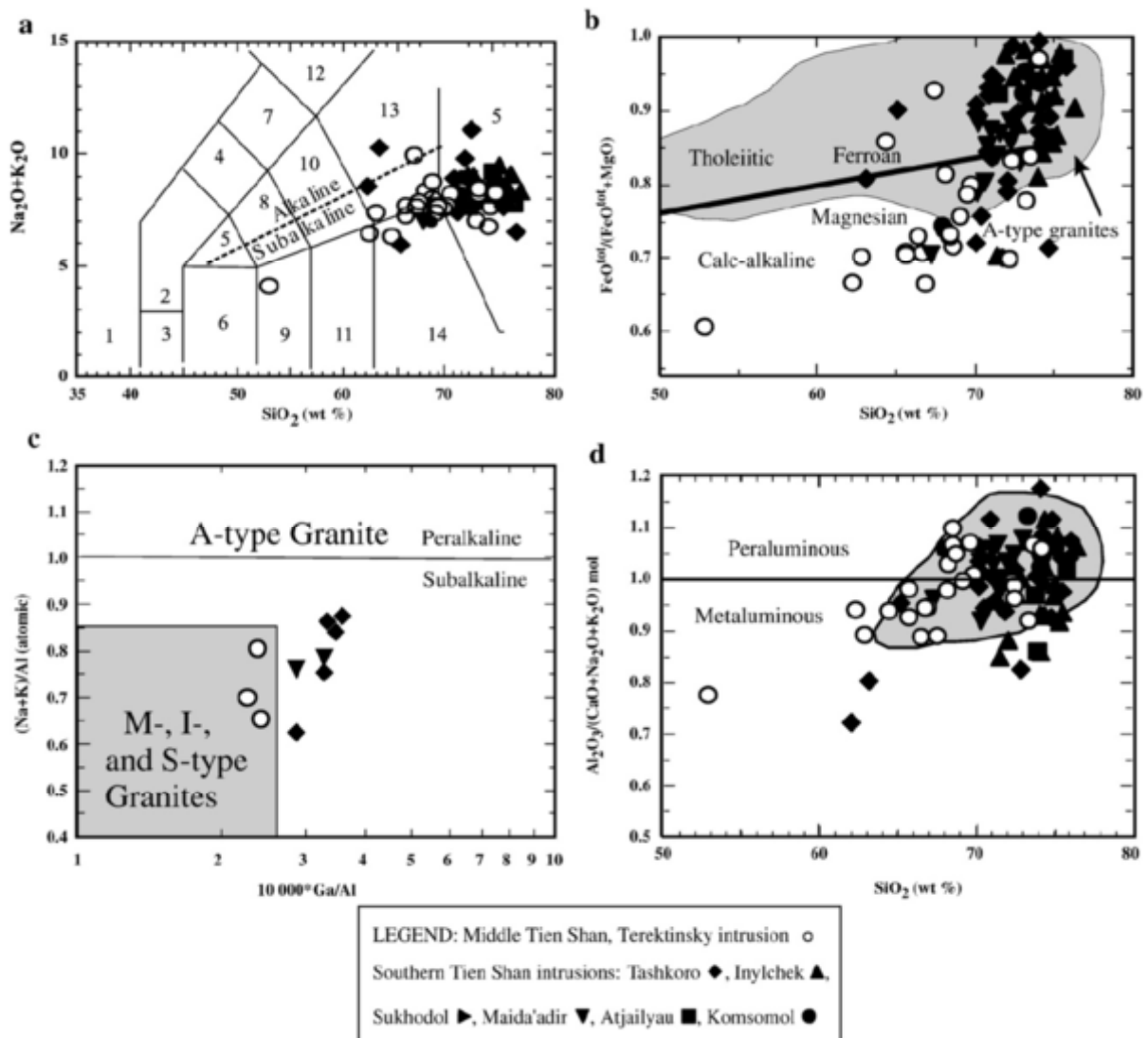


Fig. 2.17. Principal classification and discrimination diagrams for the granites under study: (a) Total alkali vs. silica (TAS) diagram. Fields after Middlemost (1994): 1 – foidolite, 2 – foid gabbro, 3 – peridotitic gabbro, 4 – foid monzodiorite, 5 – monzogabbro, 6 – gabbro, 7 – foid monzosyenite, 8 – monzodiorite, 9 – gabbroic diorite, 10 – monzonite, 11 – diorite, 12 –



foid syenite, 13 –syenite and quartz monzonite, 14 – granodiorite, 15 – granite. (b) Classification diagram of Frost et al. (2001):  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % with a field for A-type granites of the world. (c) Discrimination diagram of Whalen et al. (1986):  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$  (atomic) vs.  $10\,000\text{Ga}/\text{Al}$ . (d) Al-saturation index ( $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$  мол.) vs. silica. Field for Finnish rapakivi granites (grey) from Ramo and Haapala (1995).

Chondrite-normalized REE concentrations of the rocks of Terektinsky massif are given in Fig. 2.19. a. The rocks have slightly fractionated REE patterns with small negative Eu anomalies. Primitive mantle-normalized trace element abundances in the granitoids of Terektinsky suite, presented in Fig. 2.19. a, demonstrate moderate enrichment in LILE and distinct negative anomalies of HFS elements, such as Nb, Ta and Ti, which is a typical feature of the island arc-related granites.

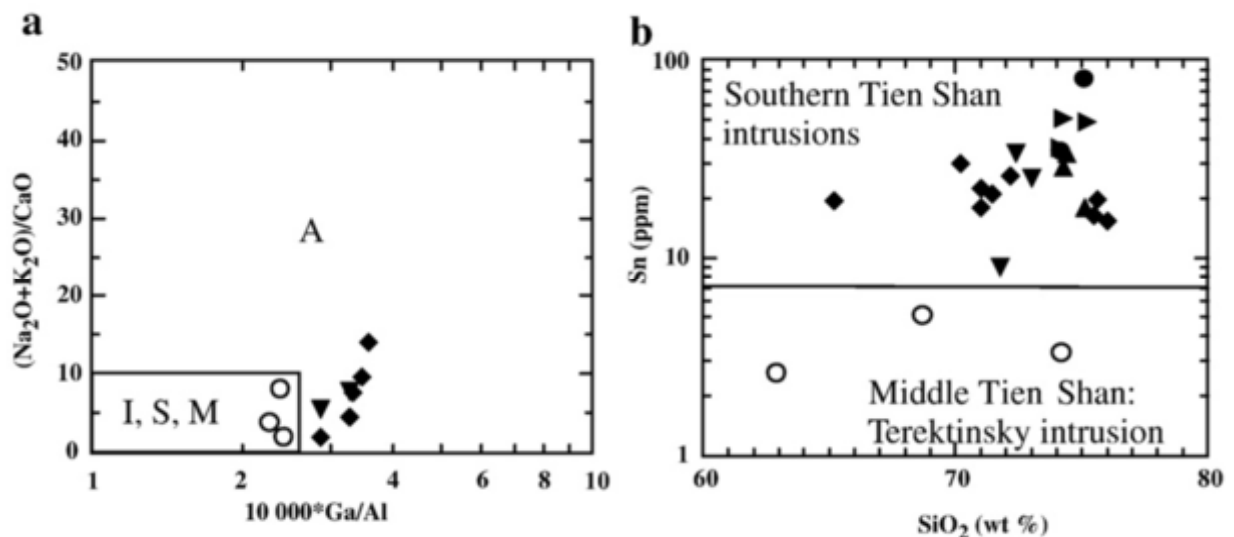


Fig. 2.18. Middle and Southern Tien Shan granites on a discrimination diagram  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  vs.  $10\,000\text{Ga}/\text{Al}$  (Whalen et al., 1986) (a), and on Harker-type Sn vs.  $\text{SiO}_2$  diagram (b). See Fig. 2.17. for legend.

The REE patterns of the Inylchek granites are flat or very slightly fractionated with strong negative Eu anomalies (Fig. 2.19. b). Characteristic features are decreasing concentrations of LREE, growing concentrations of HREE and increasing Eu anomalies in the most evolved varieties of the leucogranites. Primitive mantle-normalized trace element

abundances in the granitoids of Inylchek suite, presented in Fig. 2.19. b, demonstrate strong enrichment in LILE and negative anomalies of Ba, Sr, P and Ti with lack of negative anomalies for Nb and Ta.

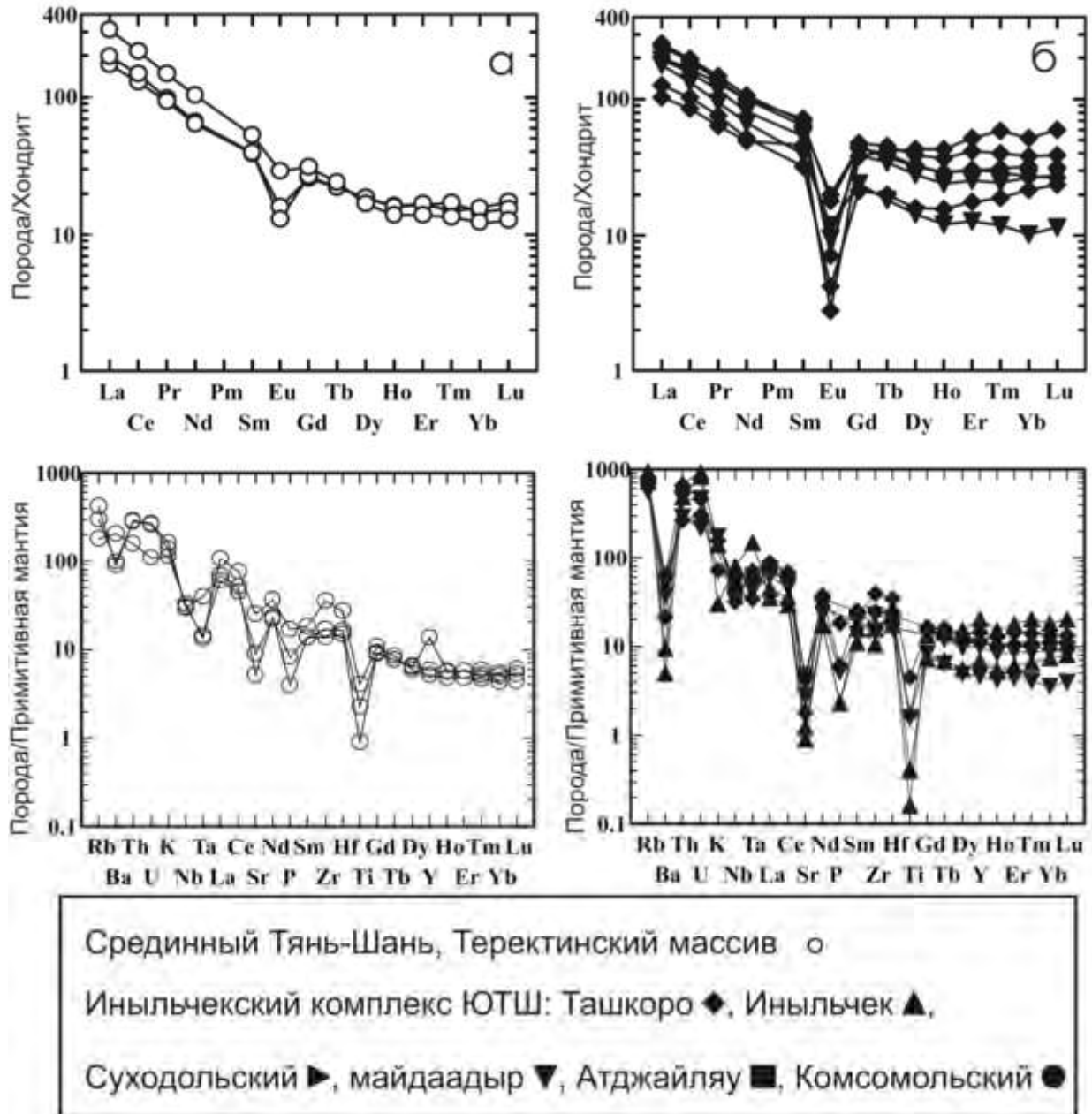


Fig. 2.19. Chondrite-normalised REE patterns and primitive mantle-normalized trace element abundances of the granites under study: (a) Terekty intrusion of the Middle Tien Shan, (b) leucogranites of the Southern Tien Shan. Normalizing values after Sun and McDonough, (1989) See Fig. 2.17. for legend.

Different patterns of REE and trace elements abundances in the granitoids of the Terekty and Inylchek suites can be explained by their origins from different crustal sources. In particular, relative depletion of the Terekty granites in heavy REE points to their derivation from a garnet-bearing protolith.

### 2.3.4. Petrogenesis

#### **Petrogenesis of granites of the Terekty complex**

Thus, granitoid rocks of the Terektinsky massif comprise a range of compositions with SiO<sub>2</sub> contents of 61–74 wt. %. As it was shown above, geochemically they define high potassium calc-alkaline (I-type) series with Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O from 6 to 9 wt. %, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O approximately between 1.5 and 1.0, and moderate FeO/MgO ratios. The rocks are rich in Ba, Sr, Zr and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> which is typical for calc-alkaline series. On the Harker-type diagrams granitoid rocks of the Terektinsky massif form single geochemical trends. On Fig. 2.20. rocks of the Terektinsky massif are shown on variation diagrams CaO vs. SiO<sub>2</sub> and FeO<sup>tot</sup> vs. SiO<sub>2</sub>. Linear decrease of CaO and FeO with increasing SiO<sub>2</sub> may be explained by plagioclase and amphibole dominated fractionation typical for calc-alkaline intrusions.

Thus, subdivision of the Terektinsky massif into two different complexes by Grishchenko et al. (1985) is not supported by our geochemical and geochronological data because both the enclave of diorite, which was ascribed to the Silurian Kaindybulak complex by Grishchenko (1985), and the major phase granite of the intrusion have practically identical ages of 294 and 291 Ma, respectively. Presence of xenoliths of metamorphic rocks and depletion in heavy REE support derivation of the Terekty granites from a metamorphic garnet-bearing protolith. The age of this protolith was considered to be Precambrian, however, numerous grains of xenogenic zircon dated by Glorie et al. (2011) revealed only early Paleozoic and Silurian ages in the range 500 – 438 Ma. Thus, granitoids of the Terekty massif were probably derived from the metamorphic basement of the Middle Tien Shan as a result of interaction with mantle melts, which inherited subduction-related geochemical signature of calc-alkaline series. This is supported by the diagram Y-Nb vs Rb-(Y+Nb), shown in Fig. 2.21., where compositions of the Terekty granitoids plot in the field of island arc granites.

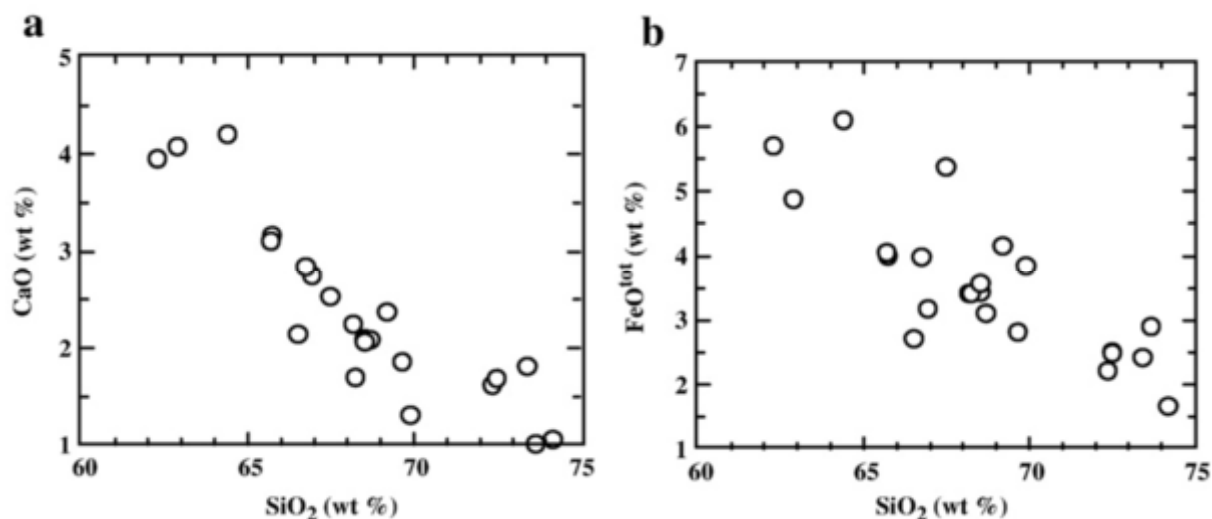


Fig. 2. 20. Harker-type diagrams for the rocks of Terekty intrusion: (a) CaO vs. SiO<sub>2</sub> and (b) FeO<sup>tot</sup> vs. SiO<sub>2</sub>.

### Petrogenesis of granites of the Inylchek complex

The small stocks of the Inylchek complex are geochemically very different from the rocks of the Terektinsky massif. They comprise a range of compositions with SiO<sub>2</sub> contents of 65–78 wt. %, with 90 % of samples containing more than 68-70 wt. % SiO<sub>2</sub>. Geochemically they comprise subalkaline, metaluminous or moderately peraluminous series with Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O from 6 to 10 wt. %, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O up to 1.8, and extremely high FeO/MgO ratios. The rocks of the Inylchek complex are extremely enriched in volatiles, LILE and HFS elements (Table B2). For elements missing in Table 2 we are citing concentrations from Solomovich and Trifonov (2002). They established extremely high concentrations of Li (70-300 ppm in granites and leucogranites, and 400-800 ppm in Li-mica granites), Cs (15-65 ppm in granites and leucogranites, and 70-150 ppm in Li-mica granites), F (0.1-0.54 % in granites and leucogranites, and 0.4-1.2 % in Li-mica granites) and B (15-93 ppm in granites and leucogranites, and 90-170 ppm in Li-mica granites). Thus, bulk rock compositions, trace element abundances and REE patterns well define the small stocks of the Inylchek complex as an A-type association with slightly elevated ASI index and higher B contents compared to standard A-type rapakivi granite (Ramo and Haapala, 1995). However despite the significant range of SiO<sub>2</sub> concentrations (65–78 wt. %) in the Inylchek rocks it was impossible to decipher

the fractionation history of the Inylchek intrusions using standard variation diagrams. Almost all bulk and trace elements doesn't form regular interpretable trends on the Harker-type diagrams. This is probably explained by different individual fractionation histories of various intrusive stocks and by significant redistribution of most bulk and trace elements at the stage of subsolvus crystallization. Taking into account that the melts were relatively dry, which is supported by their elevated FeO/MgO ratios and presence of iron-rich olivine, the most realistic scenario for the origin of the Inylchek granites implies their derivation from the metamorphic basement of the Tarim as a result of ascension of mafic melts triggered by delamination of the lower-middle crust.

#### **2.4. Conclusions on postcollisional magmatism of the Kokshaal Segment**

Postcollisional granites of the Kokshaal Segment of South Tien Shan comprise about 20 postkinematic intrusions composed of biotite-amphibole granites, biotite granites and Li-F topaz-bearing leucogranites. The granites were emplaced coevally with tholeiitic mafic rocks and alkaline syenites. Geochemically the granites are classified as A-type and characterized by elevated Fe/(Fe+Mg) and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O values and high concentrations of Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, Rb, HFSE. On the discrimination diagrams Y-Nb and Rb-(Y+Nb) compositions of the granites plot into the field of intra-plate granites (Fig. 2.21.). On a regional scale, the compositional variations of the Kokshaal granites can be explained by fractionation of potassium feldspar and amphibole. The granites were probably derived from the crustal protoliths represented by Precambrian metamorphic rocks of the Tarim microcontinent.

To the north of the South Tien Shan Suture, which separates the Kokshaal Segment of South Tien Shan from the Middle Tien Shan, two large intrusions of calc-alkaline granitoids (Ulan and Terekty) are situated. Their elongate shapes and presence of syn-intrusive deformations point to their emplacement into an active shear zone. The Ulan and Terekty massifs are composed of biotite and amphibole-biotite granodiorites with minor amount of gabbroids, plagiogranites and muscovite granites (Terekty intrusion). Geochemically, these granitoids differ significantly from the granites of the Kokshaal complex by their relatively low Fe/(Fe+Mg) and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O values and elevated concentrations of Ba, Sr, Zr и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, which are characteristic for high-K calc-alkaline series (I-type granites). Compositional variations of these granitoids can be explained by fractionation of plagioclase and amphibole,

which is typical for calc-alkaline series. Presence of xenoliths of metamorphic rocks and depletion in heavy REE support derivation of the Terekty granites from a garnet-bearing metamorphic source. The age of this source was constrained by numerous grains of xenogenic zircon dated by Glorie et al. (2011), which revealed early Paleozoic and Silurian ages in the range 500 – 438 Ma. Thus, granitoids of the Terekty massif were probably derived from the metamorphic basement of the Middle Tien Shan as a result of interaction with mantle melts, which inherited subduction-related geochemical signature of calc-alkaline series. This is supported by the diagram Y-Nb и Rb-(Y+Nb), shown in Fig. 2.21., where compositions of the Terekty granitoids plot in the field of island arc granites.

Crystallization ages of the Kokshaal granites, established utilizing U-Pb zircon dating, fall in the relatively narrow range between 280 and 295 Ma corresponding to the early Permian, which is in agreement with ages of postcollisional granites elsewhere in Tien Shan (Konopelko et al., 2006).

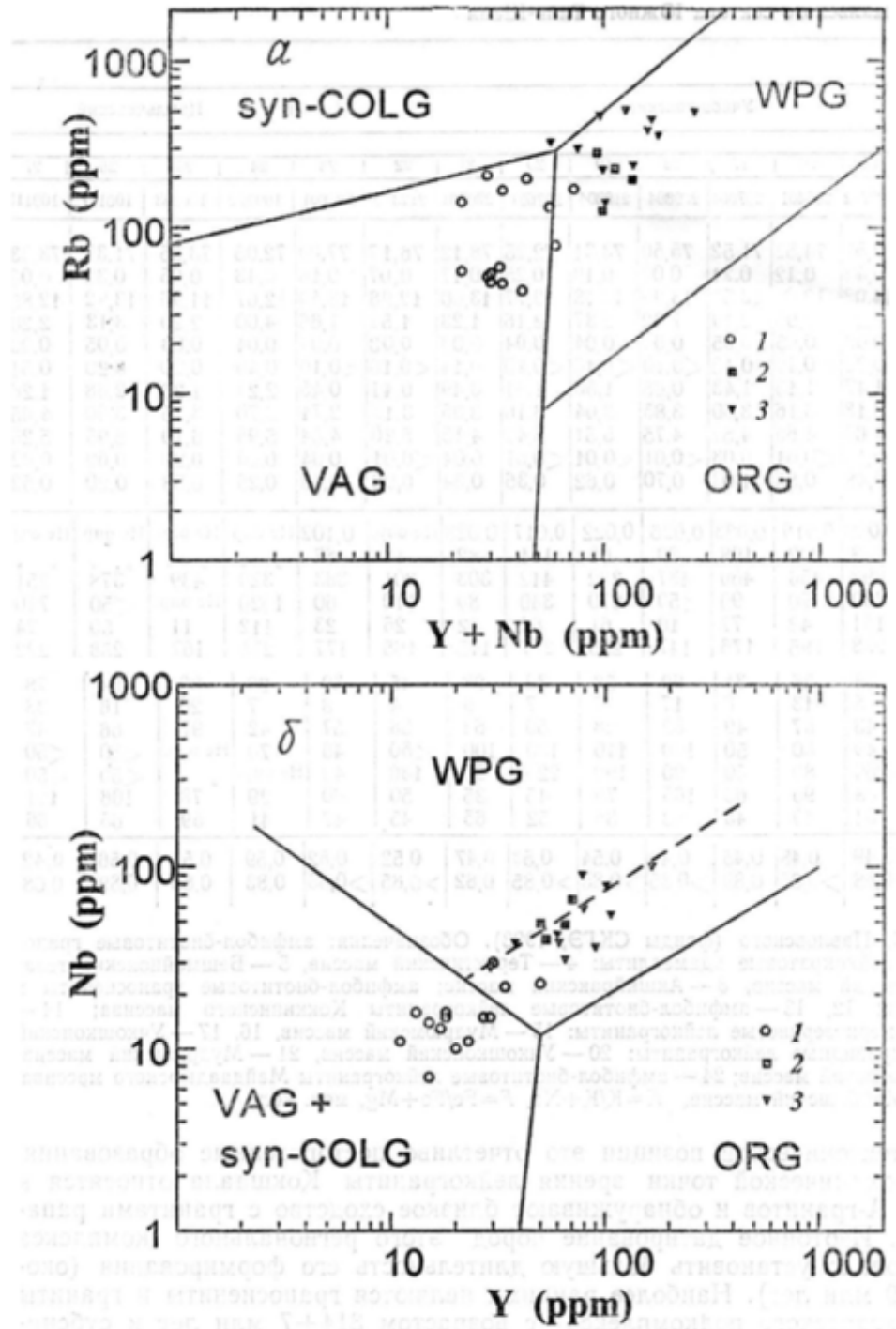


Fig. 2.21. Chemical compositions of granitoids of Ulan and Terkty (1) and Kokshaal (2 - quartz monzonites and granites, 3 – leucogranites) complexes in discrimination diagrams Rb-(Y+Nb) (a) и Y-Nb (b). Fields after Pearce et al. (1984) and Pearce (1996): WPG – within plate granites, ORG – ocean ridge granites, VAG – volcanic arc granites, syn-COLG – syn-collisional granites.

Two ages obtained for the Terekty massif (294 and 291 Ma) show that it was emplaced coevally with the Kokshaal granites. Slightly older age of 303 Ma was obtained earlier for the Ulan massif (Konopelko et al., 2006). Early Permian age of the shear-related Terekty massif shows that by the early Permian the Turkestan Ocean was closed and the South Tien Shan Suture has been transformed into a regional trans-crustal shear zone. Genesis of granites related to trans-crustal shear zones is discussed below in the last section of this Chapter.

### **Crustal sources of the Kokshaal granites: evidence from isotope geochemistry**

The depleted mantle Nd model ages of the Kokshaal granites are relatively uniform (1.05-1.43 Ga) and point to a homogeneous Middle-Neoproterozoic crustal source. These data are compatible with Nd data and U-Pb ages previously published and obtained in this study for the Tien Shan basement shown in Figure 10. As seen in the figure, the Neoproterozoic metamorphic rocks of the Northern and Middle Kyrgyz Tien Shan fit well the evolution field of undivided Tien Shan basement rocks presented by Hu et al. (2000). This field includes the rocks of the northern Tarim basement, exposed in the Chinese territory west of the Kuruktag terrane and described by Hu et al. (2000) as Southern Tien Shan gneisses. Three Ordovician granites of the Middle and Northern Kyrgyz Tien Shan also have Middle-Early Proterozoic model ages (1.14-1.53 Ga, this study) indicating the similarity in age of the Tarim basement in the Kokshaal region and the basement of the southern margin of Paleo-Kazakhstan exposed in the Middle and Northern Tien Shan.

Recent Sr and Nd isotope studies carried out in the southern Altai (Chen et al., 2000; Heinhorst et al., 2000; Jahn et al., 2000a,b) showed a significant juvenile component in terranes comprising the Altay, Junggar and Central Kazakhstan (see in Figure 10 the fields for the Junggar and Altay basement rocks, after Hu et al., 2000). In the Tien Shan, however, available Nd data, in contrast, indicate that most felsic rocks originated from Precambrian crustal source. The compositional diversity and volume of post-collisional magmatic rocks in various terranes of the Tien Shan differ markedly reflecting different compositions of the crust. The relatively uniform composition of the post-collisional A-type granites of the Kokshaal Segment is apparently a result of formation from a uniform protolith: the Precambrian basement of Tarim.



### **Geodynamic model for postcollisional granites of the Kokshaal Segment**

The Kokshaal intrusions are post-tectonic and undeformed. The general east-west elongation of the Kokshaal magmatic arc and uniform ages of relatively distant intrusions may indicate a tectonic trigger for their formation and link to one of the shear zones parallel to the Southern Tien Shan Suture. Subsequent to collisional events, the Tien Shan was affected by trans-crustal strike-slip motions, where transtensional environment triggered emplacement shear-related intrusions, such the Terekty massif, and formation of pull-apart structures, which are described in other regions of Tien Shan (see Chapter 4 and Konopelko et al., 2011). Sense of these early strike-slip displacements were estimated as dextral in the eastern Chinese part of the Tien Shan (Laurent-Charvet et al., 2003) and as sinistral in the Kokshaal Segment (Biske, 1995; Biske and Shilov, 1998). The consequences of plate-scale strike-slip displacements were recently addressed in a number of studies (Leloup and Kienast, 1993; Maxson and Tikoff, 1996; Teyssier and Tikoff, 1998; Titus et al., 2007). It was shown that strike-slip partitioning in the upper crust is a result of shearing in the upper mantle. The transfer of displacement from the mantle to the upper crust is accommodated in the middle-lower crust by flat-lying detachment zones (Teyssier and Tikoff, 1998). This transpressional system may provide suitable conduits for ascending asthenospheric material and result in the influx of heat in the crust. This model well explains the post-collisional evolution of the Kokshaal Segment and is illustrated by a sketch in Figure 2.22. According to the model, ascending hot, mantle-derived melts triggered crustal melting and emplacement of granites exposed on the present erosion surface in the Kokshaal. The crustal protoliths that underwent melting comprised Precambrian metamorphic rocks of the Tarim basement underthrust to the north beneath the sedimentary piles of the Kokshaal. Mafic rocks of tholeiitic affinity, which associate with the postcollisional granites, can represent material of the asthenospheric mantle. Ascension of this material provided heat influx and melting of the crust, and could be related to formation of the plateau-basalts of the Tarim (Jiang et al., 2004). In this scenario coeval alkaline magmas originated from the lithospheric keel of the Tarim microcontinent affected by juvenile asthenospheric mantle (Fig. 2.22.).

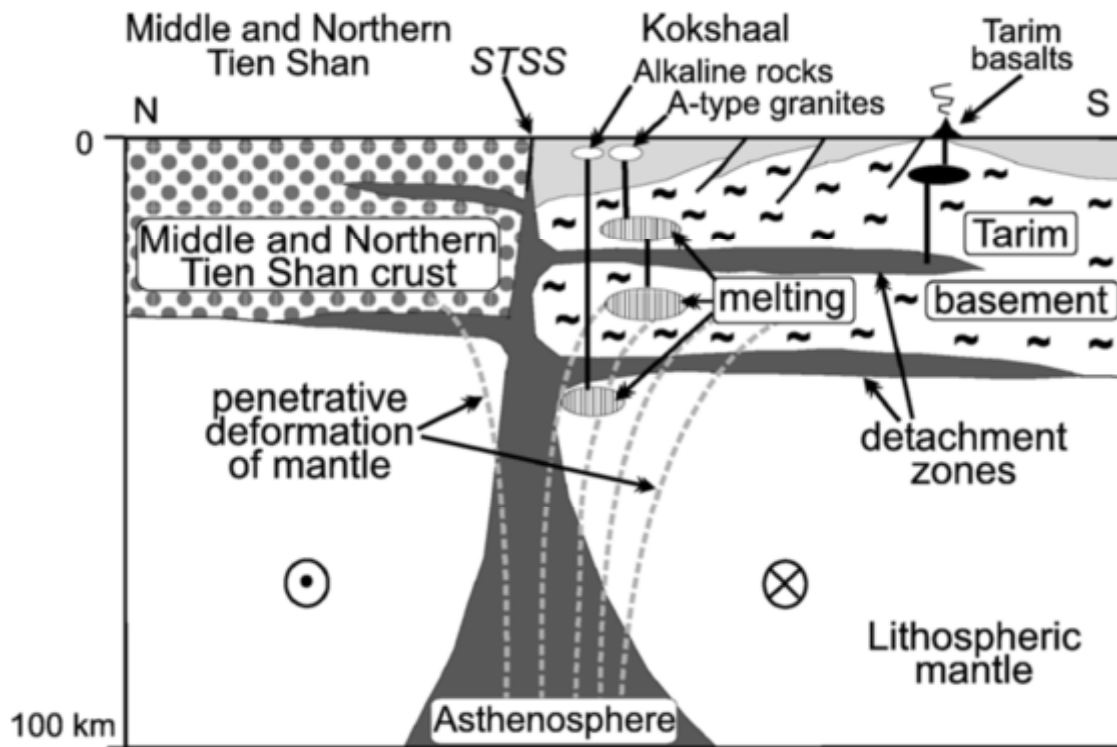


Fig. 2.22. Sketch illustrating post-collisional evolution of the Tien Shan. Sense of post-collisional plate-scale displacement is shown as sinistral after Biske (1996). The transfer of displacement from the mantle to the upper crust is accommodated in the lower-middle crust by the flat-lying detachment zones. This transpressional system provides suitable conduits for ascending asthenospheric material and influx of heat into the crust. Mantle-derived melts triggered melting of the Tarim basement and emplacement of the Kokshaal granites. Coeval alkaline magmas originated from the lithospheric keel of the Tarim. This sketch is based on the model of Teyssier and Tikoff (1998). STSS – Southern Tien Shan Suture. Structure of the Northern and Middle Tien Shan crust, as well as assumed subduction to the north that preceded collision, is not shown on this sketch.

Shear-related origin of the Kokshaal magmatic arc might result in syn-intrusive deformations of plutons. Such features are observed elsewhere in other post-collisional intrusions of the Tien Shan (Konopelko et al., 2011). There, intrusions with magmatic gneissosity and even alkaline ring complexes emplaced as lenses along major shear zones were described and dated at 280-290 Ma indicating that these shear zones were active at post-collisional stage (Konopelko et al., 2006). However, all the Kokshaal intrusions itself are

undeformed. We suggest that formation of those granites was triggered by a ductile shear zones at depth and that the elongated shape of the magmatic arc is the only expression of the shear seen in the upper crust at the present level of erosion.

## **Chapter 3. Postcollisional intrusions of the Alai Segment of South Tien Shan**

### **3.1. Geology of the Alai Segment of South Tien Shan**

The Alai Segment is located in the central part of extended Hercynian belt of the South Tien Shan between the Kokshaal and Gissar Segments (Fig. 3.1.). The STS formations of the Kyzylkum, Gissar and Alai segments are traditionally subdivided into northern and southern parts or branches (Biske, 1996; Biske and Seltmann, 2010). The Bukantau-Kokshaal thrust belt (also known as the Turkestan–Alai flysch complex), comprising the northern branch of the STS, consists of folded sedimentary piles, which were thrust southward upon the Zeravshan-Alai block, a component of the southern branch of the STS (Fig. 3.2.). The Zeravshan-Alai block, where the primary direction of thrusts is not clear, docked with the Karakum continent in the early or middle Paleozoic. The inferred Zeravshan suture separating the Zeravshan-Alai block from the Karakum continent is marked by ophiolites further west in the Kyzylkum segment of STS. It is suggested that continuation of the suture separating the Zeravshan-Alai block from the Karakum continent corresponds to Zeravshan river valley and is marked by ophiolites in the east in the Kyzylkum Segment of South Tien Shan (Biske, 1996; Biske and Seltmann, 2010). The eastern continuation of the Zeravshan suture is difficult to trace due to lack of ophiolites. In the Gissar and Alai segments this suture presumably coincides with the Fan-Karategin belt of metabasalts (Fig. 3.2.) (Volkova and Budanov, 1999). As evidenced by the Paleozoic formations exposed in the Gissar segment south of the Fan-Karategin belt, in the early Carboniferous the Karakum continent experienced rifting that resulted in the opening of the Gissar Basin, a short-lived narrow oceanic basin that closed simultaneously with the Turkestan Ocean (Burtman and Klishevich, 1971; Burtman, 2006, 2015). Despite its short life, the Gissar Basin was associated with voluminous rift and subduction-related magmatism, including thick Carboniferous (Serpukhovian-Kasimovian) volcanic piles and the large Gissar batholith, with subduction to the north suggested by remnants of oceanic crust preserved in the Gissar Suture zone (Ashurov et al., 2012). Suprasubduction volcanic and intrusive series of Gissar range, including the large Gissar batholith (Fig. 3.2.), could form as a result of short-lived episode of subduction to the north in a small oceanic basin that developed from the

Gissar rift in middle-late Carboniferous (Konopelko et al., 2017). However, it is also not precluded that both the Gissar rift and the suprasubduction magmatic series of Gissar range formed abode the north-dipping subduction zone at the northern active margin of the Paleo-Thetis ocean that was located south of the South Tien Shan continent (see reconstruction for 315 Ma time slice in Chapter 4). The latter scenario can also explain the late Paleozoic amphibolite-facies metamorphism that was dated in the Garm block by Konopelko et al. (2017) and described in the Zeravshan-Alai block in the eastern part of the Alai Segment by Solomovichev et al. (2007) (Fig. 3.2.). Eastern continuation of the Gissar Suture is hidden under Meso-Cenozoic cover (Figs. 3.2. и 3.3.), and in the Alai range Carboniferous suprasubduction magmatic series are not known.

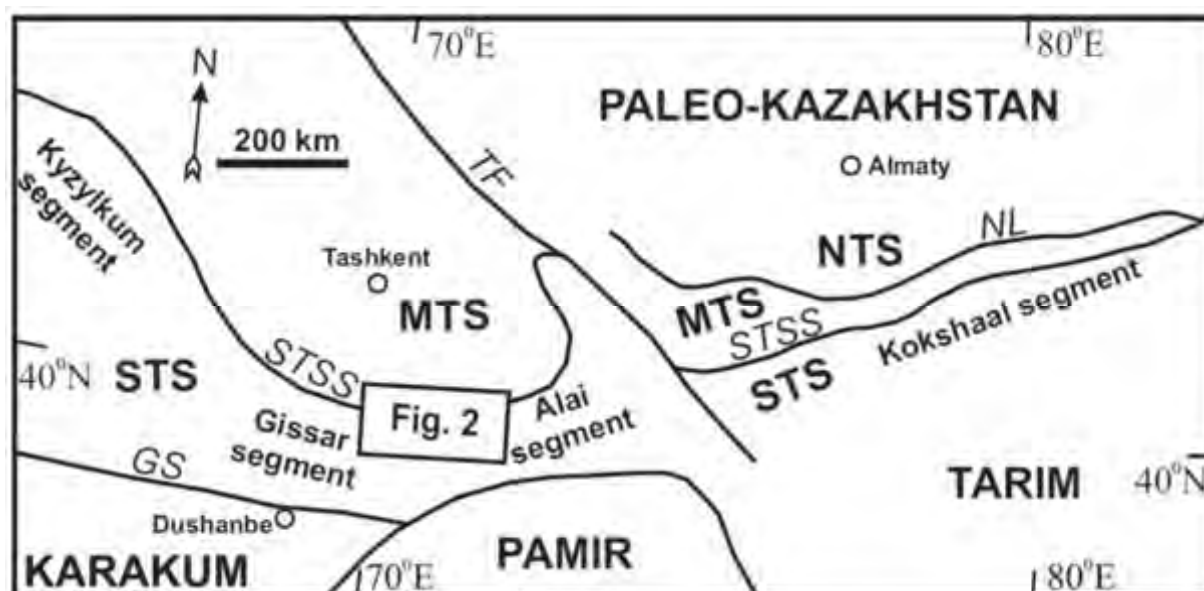


Fig. 3.1. Schematic tectonic map of Tien Shan with area of study in the Alai Segment of South Tien Shan. Abbreviations: NTS – Northern Tien Shan, MTS – Middle Tien Shan, STS – South Tien Shan, NL – Nikolaev Line, TF – Talas-Fergana Fault, STSS – South Tien Shan Suture, GS – Gissar Suture.

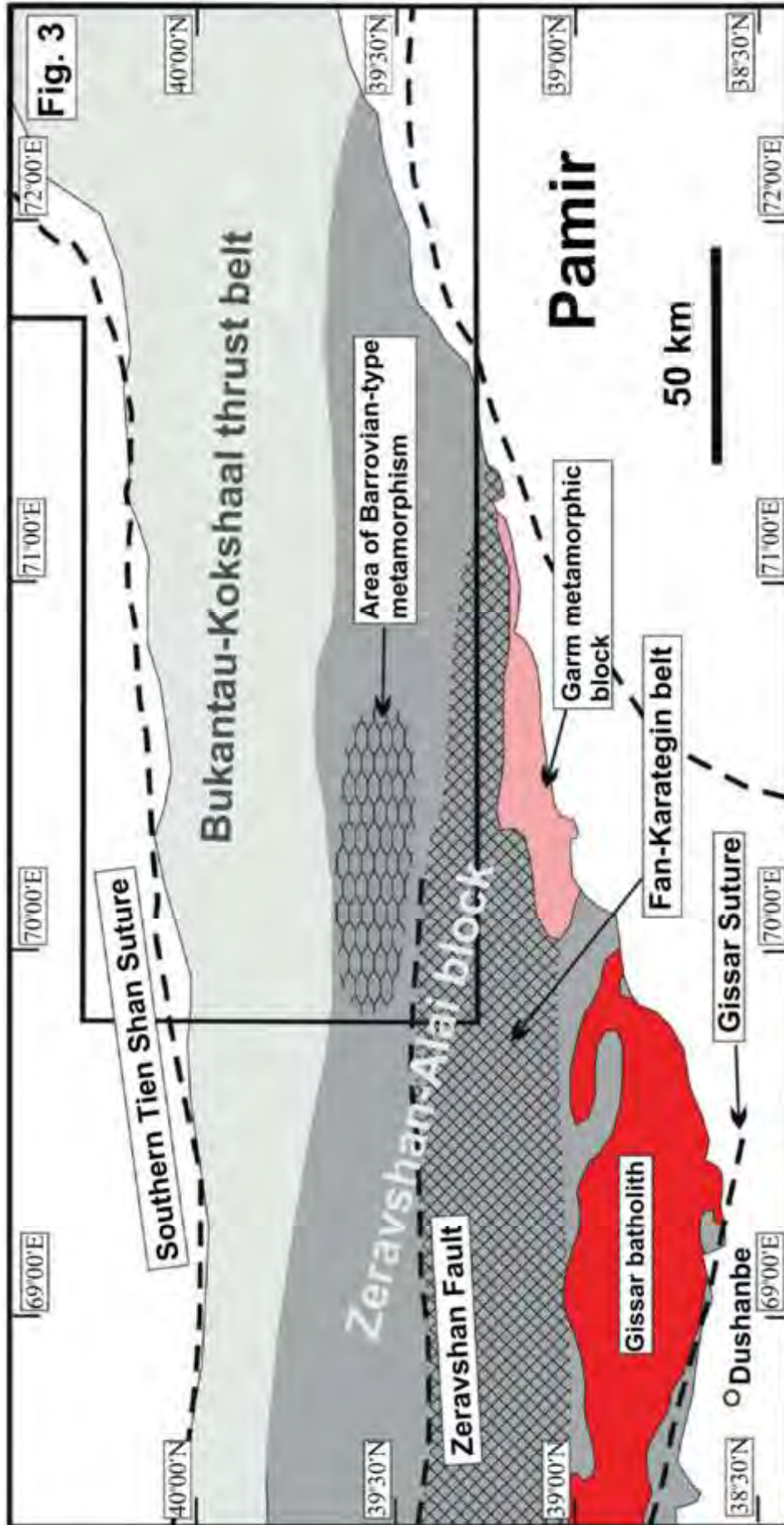


Fig. 3.2. Major tectonic units of the Alai and Gissar segments of the South Tien Shan. White color shows Meso-Cenozoic cover and Pamir structures. The area of the Barrovian-type metamorphism in the Zeravshan-Alai block is based on Solomovich (2007).

### 3.1.1. Bukantau-Kokshaal thrust belt

The Bukantau-Kokshaal thrust belt, located in the northern part of the Alai segment, includes several nappes subdivided into the upper and lower allochthons (Fig. 3.3.). The upper allochthons contain seafloor-derived rocks of the Turkestan Ocean and usually consist of (from top to bottom) greenschists and ophiolite units including serpentinite mélanges, bathyal sediments and basalts. (Klishevich, 1973, 1978, 1986; Kotelnikov, 1976, 1987; Biske, 1983; Puchkov et al., 1985, 1987).

The ophiolites, such as the large Sartale nappe, represent an important component of the upper allochthons (Khrstov and Khrstova, 1978; Khrstov and Mikolaichuk, 1983, 1986). They mark the Southern Tien Shan Suture and are commonly overlain by the uppermost nappes of greenschist-facies clastics and volcanics, which consist of metamorphosed pre-Devonian (mostly lower Paleozoic and Silurian) volcanic and sedimentary formations (Rinenberg and Zhdan, 1987). The greenschist-facies epidote-chlorite-actinolite schists often include relics of the glaucophane group minerals (Dovzhikov et al., 1981, 1984). The timing of greenschist metamorphism is constrained by the presence of ca. 390 Ma detrital zircons in metasediments (Biske, unpublished) and the greenschist pebbles described in the early Carboniferous (Serpukhovian) sediments on the northern slopes of the Alai range (Aristov and Chernyshuk, 1989).

Serpentinite mélanges with ophiolite fragments are exposed under the nappes consisting of the greenschists. The Sartale allochthonous ophiolite, exposed at the northern slopes of the Alai range (Fig. 3.3.), comprises relatively well preserved section of ophiolitic rocks and includes tholeiitic basalts, which are similar to MORB-type in the lower part of the transect and change upsection to the OIB-like basalts enriched in Ti and (Biske, 1991). These basalts overly ultrabasic basement and are crosscut by gabbroic sill. Siliceous sedimentary rocks are intercalated with basalts at various levels and include an iron-rich horizon, which probably formed as a result of activity of hydrothermal vents. Middle Ordovician ages biostratigraphic ages were reported for these sedimentary rocks based on radiolarian and conodont determinations (Kurenkov and Perfilyev, 1987; Rinenberg et al., 1987; Kurenkov et al., 1988;

German and Budyansky, 1990; Kurenkov and Aristov, 1995). Visible thickness of the ophiolites does not exceed several hundred meters. The ophiolites are overlain by the lower Silurian black shales with tectonic contact. The Sartale ophiolite probably represents a fragment of the oceanic crust of small pull-apart basin developed at the continental margin (Biske, 1996).

The lowermost (volcanogenic) tectonic nappe of the upper allohtone is made up of the thick, up to 3000 m, basalt layers. However, they are not related to Ordovician ophiolites, and in rare cases when their stratigraphic bottom is exposed, it can be seen that they overlay Silurian – Devonian clayish or flysch-olistostrome deep-sea sedimentary strata. Biostratigraphic ages of the basalts correspond to the late Silurian – middle Devonian. Basalts are characterized by subalkaline compositions and contain ca. 2.5 wt. %  $\text{TiO}_2$ . Lenses of reef-type limestones are intercalated with basalts. The basalts are overlain by deep-sea sediments or reef carbonates with Devonian – early Carboniferous biostratigraphic ages. All these features allow to interpret Silurian – Devonian basalts as seamounts formed on the ocean floor in the intra-plate setting (Biske, 2015).

The lower allochthons of the Bukantau-Kokshaal belt are predominantly composed of thick carbonate platforms, which were interpreted in early reconstructions as parts of a single Karakum-Tarim shelf system (e.g. Burtman, 1975). However, based on the presence of deep-sea late Carboniferous (Kasimovian) turbidites thrust over middle Carboniferous (Moscovian) limestones, several authors (Porshniakov, 1973; Biske, 1996; Biske and Seltmann, 2010) suggested that several isolated carbonate platforms were originally separated by a deep-sea basin and were juxtaposed in thrusts during the collision. In accordance with this point of view, the northern (Osh-Uratube), central (Nuratau-Alai) and southern carbonate platforms, as recognized in the field, are shown on the geological sketch map of the Alai segment as separate units (Fig. 3.3.). The three platforms have similar structures and the main lithological features are outlined below. The middle Paleozoic bathyal and flyschoid channel facies include Silurian graptolite shales, Devonian to early Carboniferous (Visean) green, red, and black shales and cherts, as well as early-middle Carboniferous (Upper Visean to Bashkirian or Moscovian) laminated cherty limestones. The thickness of this unit is about 600–800 m, which implies a slow sedimentation rate without significant input of continental material over more than 100 Myr. Detailed layer-by-layer biostratigraphic dating of these sections, based on abundant fauna, has shown that these deep-sea sediments comprise relatively full sequences



almost without (Jenchuraeva, 1979; Jenchuraeva and Nenakhov, 1986; Rinenberg, 1973, 1985; Shvanov, 1976, 1985). The origin of pelagic facies is controversial. According to Pickering et al. (2008) some Silurian graptolite-bearing black cherts could have been deposited on top of the Ordovician seamounts in the Turkestan Ocean. These authors also suggested that most of the Silurian to Devonian turbidites of the Alai segment formed in an accretionary wedge of the Paleo-Kazakhstan active margin and were thrust to the south during collision. However, because similar pelagic middle Paleozoic formations underlie carbonate platforms in the Gissar and Kyzylkum segments of the STS we consider that the pelagic sediments were probably derived from the southern passive margin of the Turkestan Ocean. The middle Paleozoic turbidites and clay mélanges locally contain fragments of Neoproterozoic, Cambrian and Ordovician carbonates and bimodal volcanics, which also indicates a pericontinental origin of the pelagic rocks (Biske, 1987). The middle Paleozoic carbonate platforms probably formed in a shallow sea environment near southern passive margin of the Turkestan Ocean (Biske, 1979, 1996). The carbonate platforms are predominantly composed of Silurian to Carboniferous shallow-marine carbonates with total thickness of 3 to 5 km. Limestone cliffs comprise a characteristic feature of the South Tien Shan landscapes. Deposition of the limestones was, in general, continuous with some parallel unconformities reflecting local uplifts and/or global regressive-transgressive cycles. Locally, the Devonian (Givetian to Famennian) carbonates are intercalated with intra-plate oceanic subalkaline basalts (Poyarkov, 1969, 1974; Rinenberg and Chernyshuk, 1981). Unconformities at the bottom of the middle Carboniferous, when small bauxite lenses were formed, and during the Viséan, when thick slope breccias were formed at the margins of carbonate platform, are characteristic features. Lateral changes of the facies, which can be found in some of the carbonate platforms, include marginal reefs, breccias at their foothills and dolomites (and rarely even red-bed marls and evaporites) of internal lagunas. The youngest carbonates in the Alai segment have middle-late Carboniferous (Moscovian and Kasimovian) ages. Late Carboniferous to early Permian turbidites (flysch) with total thickness up to 1–1.5 km, were deposited on top of the carbonates. The turbidites, including flows of coarse submarine debris (gravitites) with giant olistolites of limestones, are a typical feature of the central carbonate platform of the Alai segment (Fig. 3.3.). Flysch of the upper nappes formed at the beginning of the middle Carboniferous coevally with corresponding formations of internal zones of the platforms. The lower nappes, that were thrust later, consist of the middle Carboniferous (Moscovian) and early Permian (Asselian) flysch sediments.

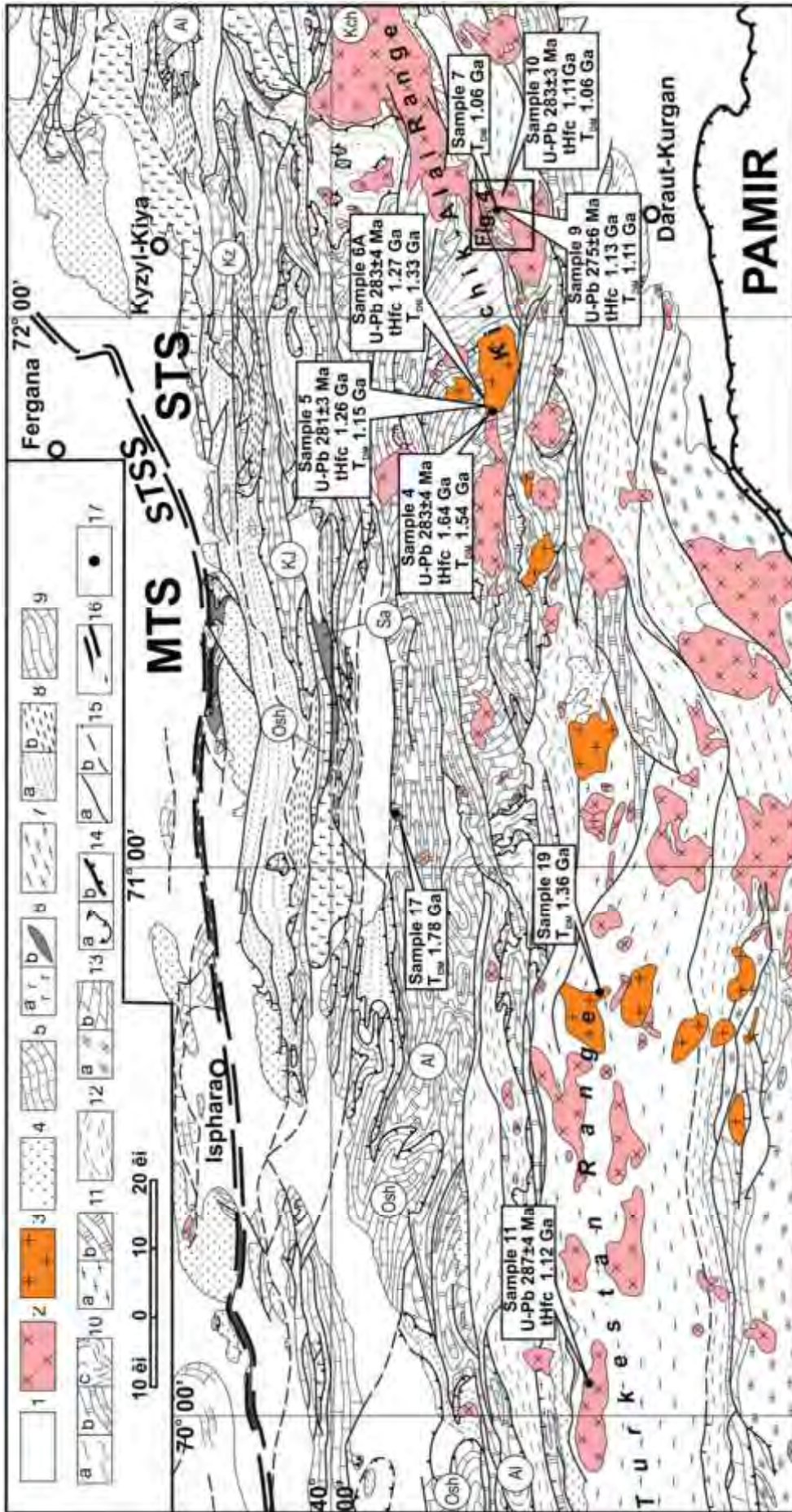


Fig. 3.3. Schematic geological map of the Alai segment of South Tien Shan. 1 – Mesozoic and Cenozoic sediments; 2 – granitoid and 3 – alkaline post-collisional intrusions; 4 – late Paleozoic molasse; 5 – middle Paleozoic sedimentary cover of MTS (Paleo-Kazakhstan); 6-12 – Bukantau-Kokshaal thrust belt of STS including upper allochthons (6-8): 6 – ophiolites consisting of basalt (a) and serpentinite mélangé (b); 7 – green schists, 8 – bathyal sediments (a) locally transformed into clay mélangé (b); and lower allochthons (9-12): 9 – northern (Osh-Uratube) carbonate platform; 10 – central (Nuratau-Alai) carbonate platform including pre-Devonian sediments (a), Devonian and Carboniferous limestones (b) and late Carboniferous to early Permian turbidites (c); 11 – southern carbonate platform, including Cambrian to Silurian (a) and Devonian to Carboniferous (b) limestones; 12 – middle Paleozoic bathyal and flyschoid channel facies; 13 – metamorphic rocks of Zeravshan-Alai block including: Cambrian to Silurian volcanoclastics (a) and Silurian to Devonian carbonates (b); 14 – thrust faults formed during late Paleozoic collision and in Cenozoic (b); 15 – other faults exposed at the surface (a) and inferred under Cenozoic cover (b); 16 – South Tien Shan Suture; 17 – sample sites. Abbreviations: KJ – Katran-Jauruntuz nappe, Al – Nuratau-Alai carbonate platform, Osh – Osh-Uratube carbonate platform, Sa – Sartale ophiolite nappe, Kch – Kichik-Alai batholith of I-type granitoids, Kz – Kauzan antiform.

Development of deep molasse-filled basins followed the beginning of collisional thrusting in the Bukantau-Kokshaal belt after the middle Carboniferous. The molasse-filled depressions formed to the north of the main thrust belt (present-day coordinates) covering the ophiolite-marked Southern Tien Suture and connecting the STS and MTS terranes. These molasse-filled basins can be traced from Bukantau mountains in the west to tTurkestan-Alai area and to Djaman-Davan range in the east. Sedimentary formations of these basins started to form at the end of the early Carboniferous with peculiar breccias formed as a result of rapid exhumation of the first greenschist nappes. During the middle Carboniferous the basins became larger forming to the north of fold and thrust belt, which formed to the south. Transgressive middle Carboniferous to Permian marine grey-colored molasse sediments comprise sandstones, conglomerates, turbidites and minor limestones. The youngest red-colored or variegated molasses contain lower-middle Permian (Artinskian to Wordian) terrestrial fossils (Biske, 2015).

### 3.1.2. Zeravshan-Alai block

The Zeravshan-Alai block is best described from the Gissar segment of the STS located west of the study area shown in Fig. 3.2. Paleozoic formations of the Zeravshan-Alai block comprise variably metamorphosed shelf-type Cambrian to Silurian carbonate and clastic sediments locally interlayered with felsic volcanics and Silurian to Devonian carbonates, juxtaposed in a complex fold and thrust belt with imbricate structures. This belt formed on the margin of the Karakum continent and was significantly reworked during the Paleozoic. The main features of the Karakum margin exposed in the Zeravshan-Alai block include Neoproterozoic basement blocks, which experienced late Paleozoic Barrovian-type metamorphism, the Fan-Karategin belt of greenschist-facies metabasalts, and the late Paleozoic Zeravshan and Gissar sutures formed after the closure of two relatively short-lived ocean basins (Biske, 2015 and references therein). The Zeravshan-Alai block in the territory of the Alai segment is poorly studied. However, a number of recent publications provide new data on the adjacent parts of the Zeravshan-Alai block in the Gissar segment. In particular, ca. 550 Ma maximum depositional ages were reported for the metasediments of the Garm block, while the age of the amphibolite-facies metamorphism was proved to be ca. 290 Ma, corresponding to the early Permian (Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017). Similar maximum depositional ages of 590–535 Ma were reported for greenschist-facies metasediments from the Fan-Karategin belt and a sample of meta-andesite from this belt yielded an age of 450 Ma (Worthington et al., 2017).

Paleozoic formations of the Zeravshan-Alai block comprise variably metamorphosed shelf-type Cambrian to Silurian carbonate and clastic sediments locally interlayered with felsic volcanics and Silurian to Devonian carbonates, juxtaposed in a complex fold and thrust belt with imbricate structures. This shelf-type lower Paleozoic formations are common in the Turkestan range where Cambrian strata comprise shallow sea carbonates with trilobites, as well as sandstones and shales, while the Ordovician strata comprise pelagic shales and flysch. In the same area detritus of recycled Cambrian fauna is found rhythmic clastic sediments of continental slope affinity. There is no doubt that these formations formed at the ancient continental basement, which was probably separated from Tarim. Silurian and lower Devonian strata also do not show signatures of an active margin environment because they are characterized by shallow sea carbonate and dolomite sediments. Sandstones that probably were

derived from the Karakum continent formed in the eastern part of the Alai range. In the same area high-titanium basalts of the intra-plate affinities are common. Upsection, in Devonian strata, the shallow level limestones are replaced by thin pelagic carbonate and silicic sediments. Flysch with olistostromes of upper Silurian – middle Devonian limestones is overlain by the deep-sea sediments. Lower Devonian unconformity in this sedimentary sequence is registered by the presence of shallow sea red bed carbonate and clastic sediments. Upsection, these sediments are overlain by the lower Carboniferous Marguzor flysch formation, which is overlain by Visean middle carboniferous shallow level conglomerates and limestones. During the late Carboniferous deposition of flysch was replaced by formation of marine molasses and later, during the early Permian, by red bed conglomerates. Carboniferous supra-subduction magmatic series, formed at the northern margin of the Gissar basin, and early Permian post-collisional intrusions of the adjacent Gissar segment were recently described in several publications (Dolgopolova et al., 2017; Konopelko et al., 2017; Käßner et al., 2017; Worthington et al., 2017).

### **3.1.3. Syn and post-collisional deformations**

The original south-verging thrust pattern of the Bukantau-Kokshaal belt was modified during the late stages of collision when a series of large synforms and antiforms formed in the central part of the Alai segment and reverse northward thrusts, such as the Katran-Jauruntuz limestone nappe (Fig. 3), developed in its central and southern parts (Porshniakov, 1973; Nenakhov et al., 1991). Limestones, exposed in antiformal tectonic windows under eroded cover of black shales, host several large Sb-Hg deposits, such as the Kadamjay deposit in the Kauzan antiform (Fig. 3), and the adjacent Khaidarkan deposit (Porshniakov, 1973; Nenakhov and Belov, 1996; Nenakhov and Vaulin, 1992). Granite intrusions, such as the Kichik-Alai batholith (Fig. 3.3.), exposed in the core of the antiforms, indicate that folding could provide space for emplacement of post-collisional magmas. The next stage of deformation comprised the east-west trending left-lateral strike-slip faults (e.g. Karavshin fault), which often reformed the ophiolite-marked sutures (Biske, 2015). During the post-collisional stage the newly formed continent was transected by NW trending strike-slip faults, which

accommodated crustal shortening. The largest, the Talas-Fergana Fault with a total dextral offset of about 200 km, was active since the late Paleozoic and during Mesozoic and Cenozoic times (Burtman, 2012 and references therein).

### **3.2. Description of post-collisional intrusions, previous work, sampling and petrography**

The intrusions are exposed in the axial parts of the Turkestan and Alai ranges and form a belt extending in a WSW direction across the boundary between the Bukantau-Kokshaal and the Zeravshan-Alai units (Fig. 3.3.). Outcrops of the granites of the Kichik-Alai batholith are illustrated by the photograph shown in Fig. 3.3.1. a. Post-collisional intrusions of the Alai segment are generally undeformed and demonstrate crosscutting relationships with all late Paleozoic sedimentary formations except the youngest red-colored middle Permian molasses. Crosscutting contact of the granites of Malyaran massif with Carboniferous sandstones is illustrated by photograph shown in Fig. 3.3.1. b. This belt continues in the Gissar segment, where the post-collisional intrusions have the same scattered map pattern, which differs markedly from connected, linear, E–W-oriented map patterns of the Gissar batholith to the east (Konopelko et al., 2017). Although most of the early Permian postcollisional intrusions are located in the axial part of Alai range, a number of small intrusions of predominantly gabbroic composition are known on the northern slopes of the range. These gabbroic intrusions presumably also have early Permian ages. Photograph of crosscutting contact of gabbroic sill with surrounding Devonian cherts on the right bank of Gulcha river is shown in Fig. 3.3.1. c.



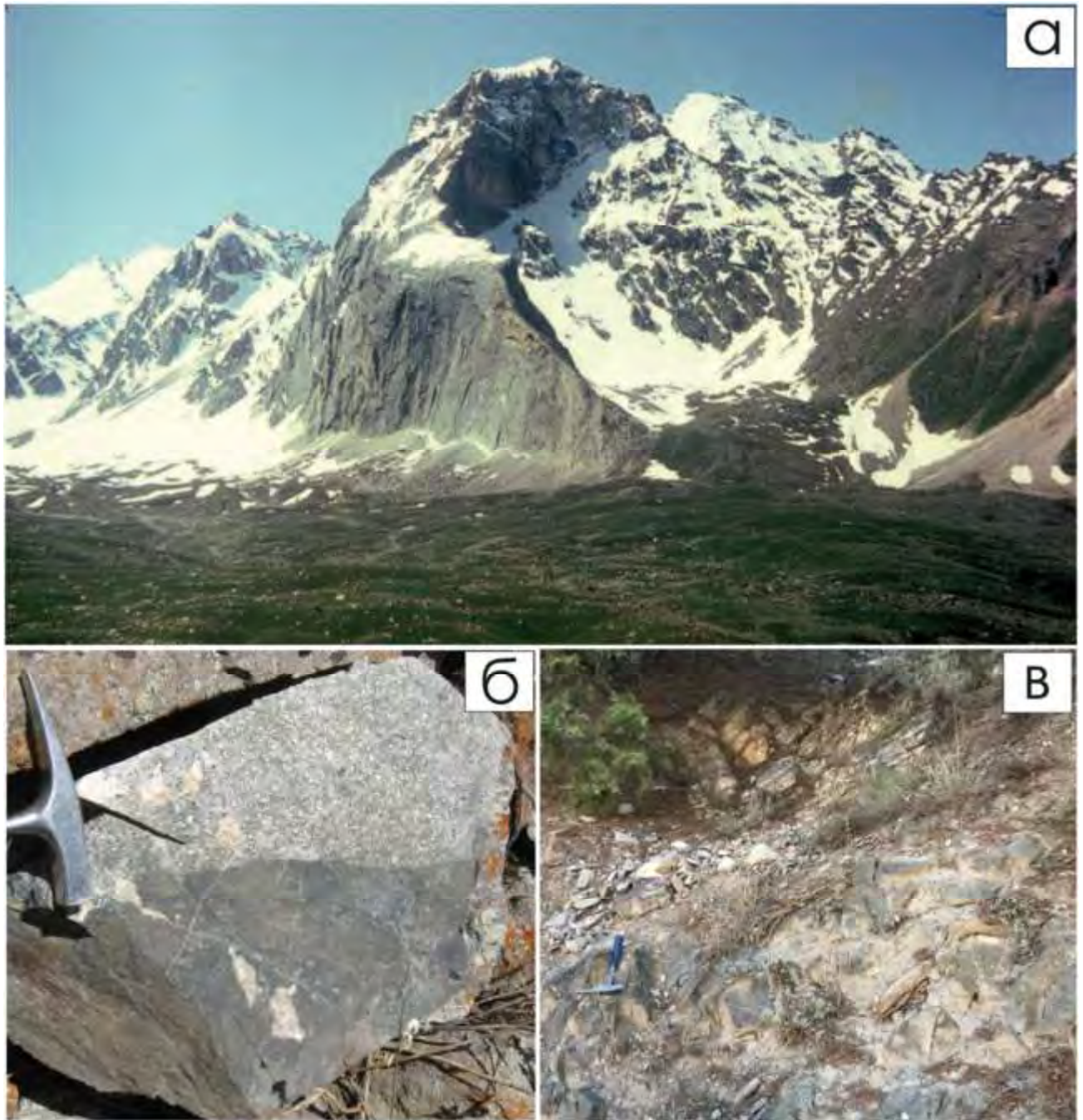


Fig. 3.3.1. Photographs of granitoids of the Alai Segment of South Tien shan: (a) - outcrops of granites of the Kichik-Alai batholith in Kyrgyzata river valley (courtesy of G.S. Biske); (b) - crosscutting contact of the granites of Malyaran massif with Carboniferous sandstones; (c) - crosscutting contact of gabbroic sill with surrounding Devonian cherts on the right bank of Gulcha river.

During the last decades of the 20th century the intrusions of the Alai segment were described in several publications, which provided detailed descriptions of the main rock-types

and emphasized the compositionally diverse character of post-collisional magmatism (Zaid et al., 1981; Osmonbetov, 1982; Turovsky et al., 1988; Osmonbetov and Knauf, 1982; Dodonova et al., 1984; Nenakhov et al., 1985, 1988, 1991, 1992; Nenakhov and Vaulin, 1992; Nenakhov and Belov, 1996; Solomovich, 1997, 2007). However, early descriptions of the Alai intrusions included limited major element and K-Ar age data. Thus, this work presents first state-of-the-art geochemical and geochronological data for magmatic complexes of this vast region.

According to Dodonova (1974), Osmonbetov (1982), Nenakhov et al. (1991, 1992), Zamaletdinov and Tregubov (1994) and Solomovich (1997, 2007) the post-collisional intrusions are subdivided into four series or suites. The Karakazik (or Kichik-Alai) suite comprises the easternmost group of intrusions emplaced in the deep-sea sediments and carbonates of the lower allochthons of the Bukantau-Kokshaal belt (Nenakhov et al., 1991, 1992). This suite includes the large Kichik-Alai batholith and several smaller intrusions composed predominantly of quartz monzodiorite - granodiorite and subordinate gabbro and granite with I-type affinity (Figs. 3.3. and 3.4.). The plutons are composed of three or four intrusive phases with mafic phases being generally younger than felsic phases. The first phase comprises gabbroic rocks (gabbro, olivine gabbro, gabbro-norite, gabbro-syenite) with some minor diorites; the second phase includes diorites, monzodiorites, quartz diorites; the third phase is represented by quartz monzonites, monzodiorites, granodiorites; the fourth phase comprises vein granites and leucogranites.

Intrusions emplaced in the central part of the Alai segment are defined as shoshonitic or high Ba-Sr granitoids of the Ulukkol suite. They form several composite massifs predominantly composed of gabbro-monzonite, syenite, monzodiorite and subordinate granite (Nenakhov et al., 1991, 1992). The Ulukkol suite includes more than 20 intrusions with the Surmetash and Isfairam intrusions (studies in this work) being the most characteristic (Fig. 3.3. and 3.4.). The Ulukkol suite intrusions are composed of subalkaline monzodiorites, monzonites, quartz monzonites, quartz syenites, granodiorites and granites, which, albeit their elevated alkalinity, are similar to the rocks of the Karakazyk suite.

The Karavshin suite includes about 10 intrusions with S-type affinity emplaced in amphibolite-facies migmatized gneisses and schists of the Zeravshan-Alai block in the westernmost part of the Alai segment (Fig. 3.2.). The intrusions consist of peraluminous granodiorite and leucogranite, commonly associated with rare metal-rich pegmatites (Nenakhov et al., 1991, 1992). According to Solomovich (1997, 2007) the Karavshin suite



includes the rock assemblage comprising variably migmatized Silurian and Devonian schists and gneisses and anatectic granites. The most characteristic plutons, namely the Akterek and Lyailyak intrusions, consist of numerous dike-like granite bodies emplaced in migmatized host rocks. The Akterek massif (ca. 16 km<sup>2</sup>) is surrounded by a large migmatite field that exceeds the size of the massif itself. Granites and leucogranites make up the central part of the massif while granodiorite and plagiogranites are more characteristic for peripheral parts. In other intrusions, in contrast, baked crosscutting contacts with hornfels in surrounding schists have been described. The Karavshin intrusion consists of two intrusive phases with the first phase represented by granodiorites and the second by leucogranites. Vein varieties are widespread and represented by pegmatites. Rare metal pegmatite fields, comprising several thousand pegmatite veins, are located between the Lyailyak and Djiptik intrusions.

The fourth group includes several relatively small alkaline and carbonatite intrusions of the Matcha suite emplaced in the central and western parts of the Alai segment, and also further west in the Gissar segment. The intrusions consist of nepheline syenite, quartz syenite and alkaline granite. Silica undersaturated mafic rocks and carbonatites are commonly associated with the alkaline intrusions and also occur as separate small bodies (Perchuk et al., 1961; pomazkov, 1958, 1982, 1988; Shinkarev, 1966; Baratov, 1976; Osmonbetov and Knauf, 1982; Vrublevskii et al., 2017).

A geological map of the Isfairam intrusion area (Fig. 3.4.) shows that the rocks of the four suites are closely associated in space and, according to Nenakhov et al. (1991, 1992), locally demonstrate field relationships characteristic for coeval emplacement of alkaline silica undersaturated and granitoid melts.

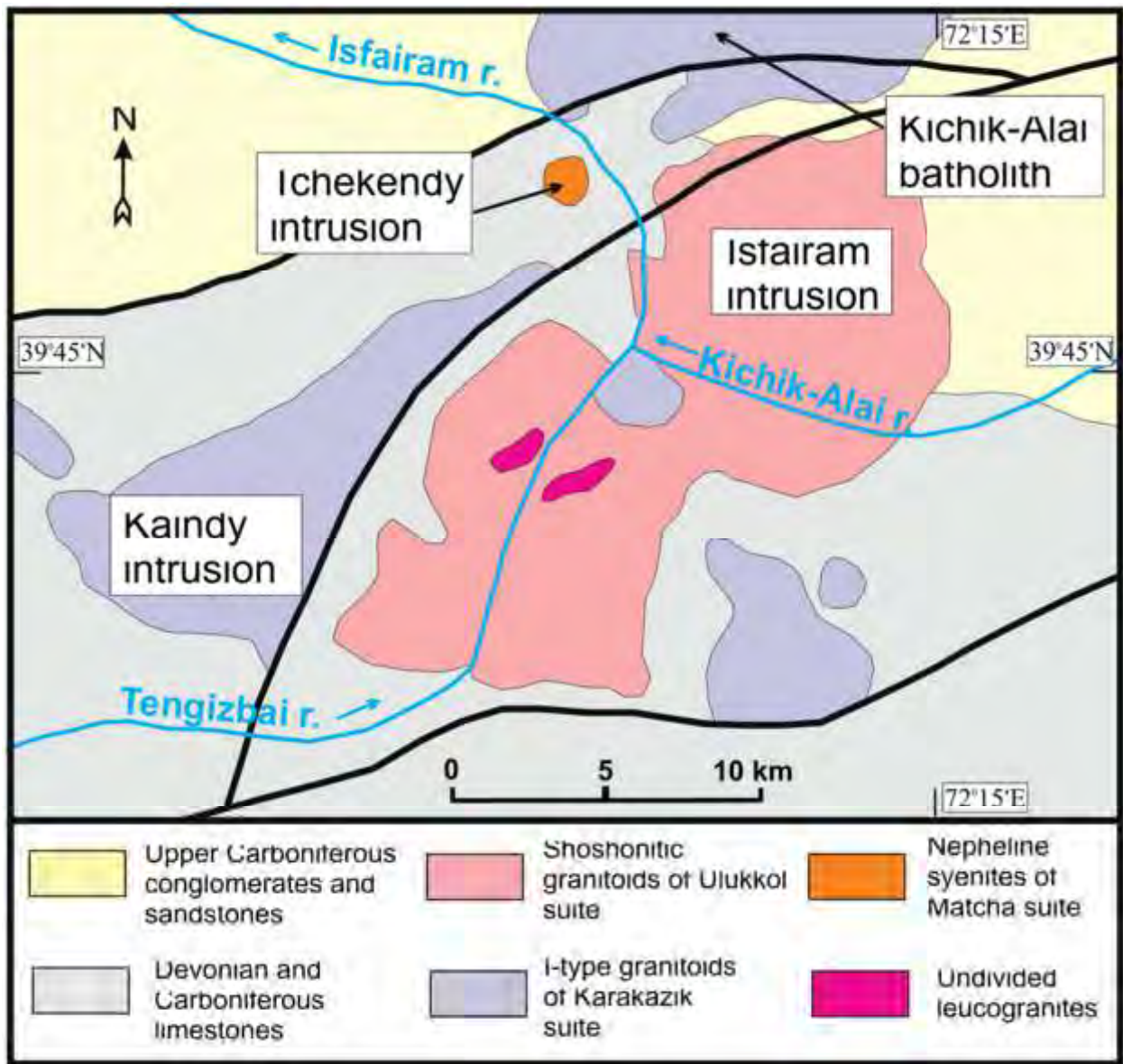


Fig. 3.4. Simplified map of the Isfairam intrusion area. Based on Nenakhov et al. (1991), modified by the author.

The intrusions emplaced in the metamorphic rocks of the Zeravshan-Alai block are often shown on geological maps as undivided late Carboniferous – early Permian in age. The intrusions emplaced in the Bukantau-Kokshaal belt are shown as early Permian and some alkaline intrusions as middle Permian in age on geological maps (e.g. Tursungaziev and Petrov, 2008). K-Ar ages of the intrusions of the Alai segment (Ivanikov et al., 1990 and references therein) range from 300 to 270 Ma. A single grain U-Pb zircon age of  $283.7 \pm 3.5$  Ma was reported for the Belauli intrusion in the easternmost part of the Alai segment (De Grave et al., 2012) and five small granite bodies on the southern slopes of the Alai range

yielded relatively imprecise LA-ICP-MS zircon ages in the range 292 – 263 Ma (De Grave et al., 2012; Käßner et al., 2017). Vrublevskii et al. (2017) recently reported a phlogopite-bulk rock Rb–Sr isochron age and three Ar–Ar phlogopite and amphibole ages from carbonatite dikes of the Matcha intrusion. These ages, ranging from 227 to 198 Ma, are also poorly defined and their possible significance is discussed below.

Because the main chain of intrusions in the axial parts of the Alai and Turkestan ranges remained unstudied, and in order to enhance geochronological results gained by De Grave et al. (2012) and Käßner et al. (2017), the intrusions of the axial parts were sampled in the course of this work (Fig. 3.3.). Seven samples characterize the large Surmetash and Isfairam intrusions composed of I-type granitoids of the Karakazik suite and shoshonitic granitoids of the Ulukkol suite (Table 3.1., Fig. 3.3.). Granodiorite of the Liayliak massif (sample 11) represents the Karavshin suite emplaced in metamorphic rocks of the Zeravshan-Alai block. The alkaline Matcha suite is represented by nepheline-aegirine syenite of the Matcha intrusion (sample 19) and by carbonatite of the Zardalek intrusion (sample 17). Detailed geological and petrographic descriptions of the studied intrusions are available in the literature and appropriate references are listed in Table 1 together with coordinates of sample sites and a summary of results. Sampling sites and the obtained ages are shown in Fig. 3. Here we provide brief descriptions of the samples utilized for geochronology and photomicrographs of thin sections from these samples are presented in Fig. 3.5.

Monzodiorite from the Surmetash intrusion (sample 4) is a medium-grained allotriomorphic granular rock composed of plagioclase (40%), K-feldspar (5%), quartz (5%), hornblende (30%), biotite (15%), and clinopyroxene (3%), with trace amounts of zircon, titanite and opaque minerals. Plagioclase is strongly zoned, commonly with the cores and some marginal areas strongly altered to sericite. Quartz forms small optically-continuous yet isolated, blebs that are locally concentrated around and within plagioclase: K-feldspar is only present adjacent to quartz. The mafic minerals occur mostly as compound grain clusters. Hornblende is pleochroic with  $\alpha$  = pale green,  $\beta$  = olive green and  $\gamma$  = brown and locally contains cores of cliopyroxene. Biotite is strongly pleochroic from straw to red-brown and occurs marginal to, or intergrown with hornblende. It has minor chlorite alteration. The zircon, titanite and opaque minerals are only present within biotite.

Table 3.1. Description of samples and summary of results.

Sample No	Suite/series	Locality	Intrusion	References	Rock type	Coordinates WGS-84	Summary of results (this study)					
							U-Pb age, Ma	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$	$\epsilon\text{Nd}_0$	$T_{\text{DM}}$ Ga	$\text{chf}_{(t)}$ *	$t\text{Hf}^*$ (Ma)
4	Undivided I-type granitoids of Karakazik suite and shoshonitic granitoids of Ulukool suite	Surmetash valley	Surmetash	Oravtbertov and Kouif (1982), Dondorova et al (1984), Nenakhov et al. (1991), Nenakhov and Vaidin (1992), Nenakhov et al. (1992), Nenakhov and Belov (1996), Solomovitch (1997, 2007)	Monzodiorite	N 39.7837 E 71.8616	284 ± 4	0.70973	-5.5	1.545	-5.49	1.645
5		Surmetash valley	Surmetash		Syenite	N 39.7800 E 71.8620	281 ± 3	0.70649	-4.2	1.148	0.46	1.256
6A		Surmetash valley	Surmetash		Syenite	N 39.7817 E 71.8666	283 ± 4	0.70654	-5.3	1.330	0.34	1.276
6B		Surmetash valley	Surmetash		Monzodiorite	N 39.7817 E 71.8666	n.a.	0.70726	-5.2	1.296	n.a.	n.a.
7		Isfairam valley	Isfairam		Qtz syenite	N 39.7605 E 72.2023	n.a.	0.70653	-3.5	1.061	n.a.	n.a.
9		Isfairam valley	Isfairam		Qtz syenite	N 39.7605 E 72.2023	275 ± 6	0.70645	-4.1	1.113	-0.26	1.307
10		Isfairam valley	Isfairam		Qtz monzonite	N 39.7554 E 72.2033	283 ± 1	0.70691	-3.7	1.062	2.89	1.117
11	Karavashim suite (S-type)	Leilimazar/Urta-chashma w'shed	Liayliak		Granodiorite	N 39.5931 E 70.0649	287 ± 4	n.a.	n.a.	n.a.	0.96	1.240
19	Alkaline Matcha suite	Alterek valley	Matcha		Nepheline syenite	N 39.5544 E 70.7641	n.a.	0.70713	-4.4	1.356	n.a.	n.a.
17		Zardalek valley	Zardalek		Carbonatite	N 39.7886 E 71.1170	n.a.	0.70774	-7.3	1.785	n.a.	n.a.

n.a. - not analyzed; \* - mean values.

Syenite from the Surmetash intrusion (sample 5) is a coarse-grained allotriomorphic granular rock composed of K-feldspar (55%), plagioclase (15%), hornblende (18%), and biotite (10%), with minor opaque minerals (2%) and traces of zircon and titanite. The texture is very irregular with large crystals of perthitic K-feldspar enclosing platelets and irregular larger crystals of plagioclase. This is the result of replacement, as the trails of plagioclase are commonly in optical continuity and twin planes can be matched across intervening K-feldspar. The plagioclase is strongly zoned with fine albite twins. A few larger crystals of plagioclase are locally present. Hornblende is pleochroic with  $\alpha$  = pale brown,  $\beta$  = green-brown and  $\gamma$  = dark brown. It commonly encloses small plagioclase crystals at its margins. Biotite is strongly pleochroic from straw to dark brown and tends to occur marginal to or within hornblende, which it is replacing. Most titanite and opaque mineral grains occur within biotite, together with rare zircon.

Syenite from the Surmetash intrusion (sample 6A) is a coarse-grained allotriomorphic granular rock composed of K-feldspar (40%), plagioclase (20%), quartz (2%), hornblende (20%), biotite (15%), and clinopyroxene (1%), with titanite, apatite and opaque minerals (2%). The mafic minerals tend to occur in loose aggregates in association with plagioclase. The K-feldspar is perthitic with abundant large and small inclusions of plagioclase. The latter tend to be in optical continuity, suggesting replacement of originally larger plagioclase grains by K-feldspar. All plagioclase crystals show strong zoning. Quartz is rare and only occurs adjacent to biotite. Hornblende is pleochroic with  $\alpha$  = brown,  $\beta$  = green-brown and  $\gamma$  = dark brown and locally contains traces of clinopyroxene cores. Biotite is pleochroic from straw to brown and tends to occur adjacent to or between crystals of hornblende. The accessory minerals are all associated with the mafic aggregates.

Quartz syenite porphyry from the Isfairam intrusion (sample 9) is a medium-grained, seriate porphyritic rock. It is composed of K-feldspar (60% - 20% as megacrysts), plagioclase (25%), quartz (5%), aegerine (10%), with traces of biotite, titanite and opaque minerals. The K-feldspar is microcline-perthite with strong twinning in both the megacrysts and the groundmass crystals. Plagioclase is zoned and shows fine albite twinning. Quartz is weakly undulose and evenly scattered throughout the rock. The mafic minerals also tend to be scattered and are located mainly with the quartz.



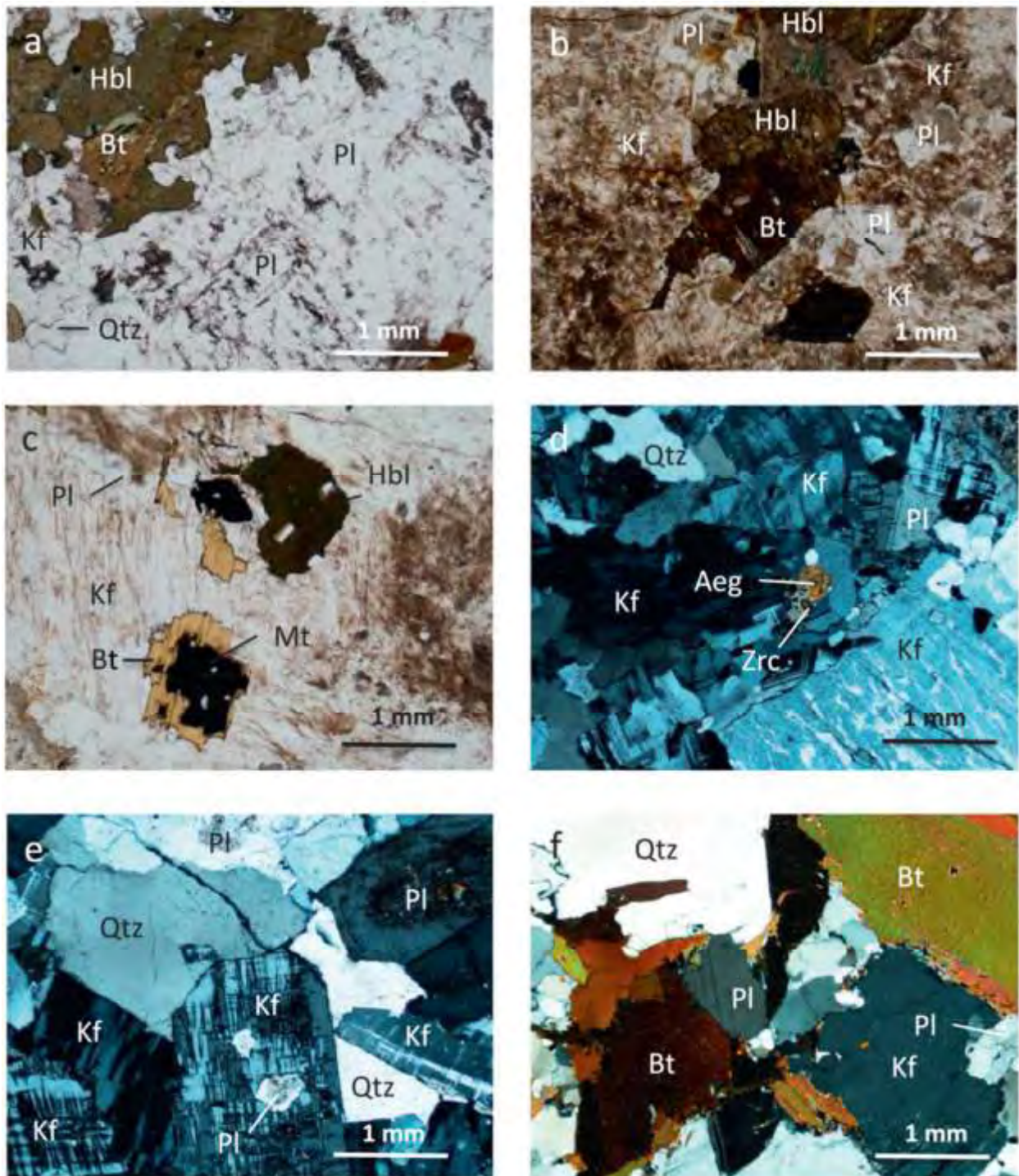


Fig. 3.5. Photomicrographs of thin sections from rocks utilised in this study for geochronology. (a) Monzodiorite sample 4 from the Surmetash intrusion, showing mafic mineral cluster with intergrowth of biotite and hornblende; (b) Syenite sample 5 from the Surmetash intrusion, showing plagioclase enclosed in larger crystals of K-feldspar; (c) another syenite (sample 6A) from the Surmetash intrusion showing large crystals of perthitic K-feldspar enclosing hornblende and biotite; (d) Quartz syenite porphyry sample 9 from the Isfairam intrusion, with a large crystal of mesoperthite in a finer-grained groundmass of K-

feldspar, plagioclase and quartz with a small crystal of aegirine containing a zircon inclusion; (e) Quartz monzonite (sample 10) from the Isfairam intrusion, showing the relationship between plagioclase, K-feldspar and quartz; (f) Granodiorite sample 11 from the Liayliak intrusion. (a-c) plane polarised light, (d-f) cross polarised light. Abbreviations: Aeg – aegirine, Hbl – hornblende, Bt – biotite, Mt – magnetite, Zrc – zircon, Pl – plagioclase, Kf – K-feldspar, and Qtz – quartz.

Quartz monzonite from the Isfairam intrusion (sample 10) is a medium-grained allotriomorphic granular rock composed of K-feldspar, (40%) plagioclase (30%), quartz (10%), amphibole (5%), biotite (10%), and with accessory titanite, zircon and opaque minerals (5%). There are a few larger crystals of K-feldspar and the mafic minerals tend to be fairly evenly distributed. The K-feldspar is strongly pethitic and encloses some plagioclase. However, the bulk of the plagioclase occurs as subhedral crystals that are zoned and variously altered to sericite. Quartz is moderately strained and occurs interstitial to K-feldspar. Original amphibole (hornblende) is totally replaced by intergrowths of tremolite/actinolite, green biotite, epidote, titanite and opaque minerals. Discrete crystals of biotite are pleochroic from pale straw to pale greenish-brown. They contain abundant inclusions of titanite growing marginal to opaque minerals, suggesting breakdown of original ilmenite to magnetite and titanite.

Granodiorite from the Liayliak intrusion (sample 11) is a medium- to coarse-grained allotriomorphic granular rock composed of plagioclase (40%), K-feldspar (5%), quartz (15%), and biotite (35%), with minor hornblende, titanite, zircon, white mica and opaque minerals (5%). Plagioclase occurs as large crystals that are strongly zoned and twinned, with only minor sericite alteration. Quartz occurs as both large, strongly undulose grains and also as small subgrains marginal to large plagioclase crystals. Biotite is straw to reddish-brown and is locally altered to chlorite. It contains abundant inclusions of zircon and titanite tends to occur as trains of small grains, associated with rare opaque minerals and a few plates of secondary white mica.

### 3.2.1. Geochemistry

Representative analyses of magmatic rocks of the Alai range are given in Table B3 (Appendix B) and shown on diagrams in Figs. 3.6. and 3.7. Major element analyses of the Alai granites compiled by Solomovich (1997) are plotted together with our data in Fig. 3.6. Chemical analyses were performed in VSEGEI lab in Saint-Petersburh and details of analytical procedures were published by (Konopelko et al., 2018).

The I-type rocks in the Karakazik suite and the and shoshonitic rocks in the Ulukkol suite are characterized by relatively wide range of SiO<sub>2</sub> contents from ca. 53 to 73 wt. % (Fig. 3.6). On a TAS classification diagram, the rocks of the I-type Karakazik suite plot in the subalkaline field and are gabbro-diorite, diorite, granodiorite and granite, whereas the shoshonitic rocks belong to the alkaline series, with some overlap into the subalkaline series, and are monzodiorite, monzonite, syenite, quartz monzonite and granite (Table B3, Fig. 3.6. a). The rocks of both suites are metaluminous with ASI values between 0.7 and 1.0 (Fig. 3.6. b). The I-type rocks belong to the calcic and calc-alkalic series on the (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub>, wt. % diagram, and belong to the medium- and high-K series in the K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>, wt. % diagram, whereas the shoshonitic rocks belong to the alkalic and alkali-calcic series and plot in the shoshonitic field in these diagrams (Fig. 3.6. c and d). On the FeO<sup>tot</sup>/(FeO<sup>tot</sup> + MgO) vs. SiO<sub>2</sub>, wt. % diagram (Fig. 3.6. e), the shoshonitic rocks plot in the tholeiitic field and overlap slightly into the calc-alkaline field, whereas the I-type rocks generally plot in the calc-alkaline field.



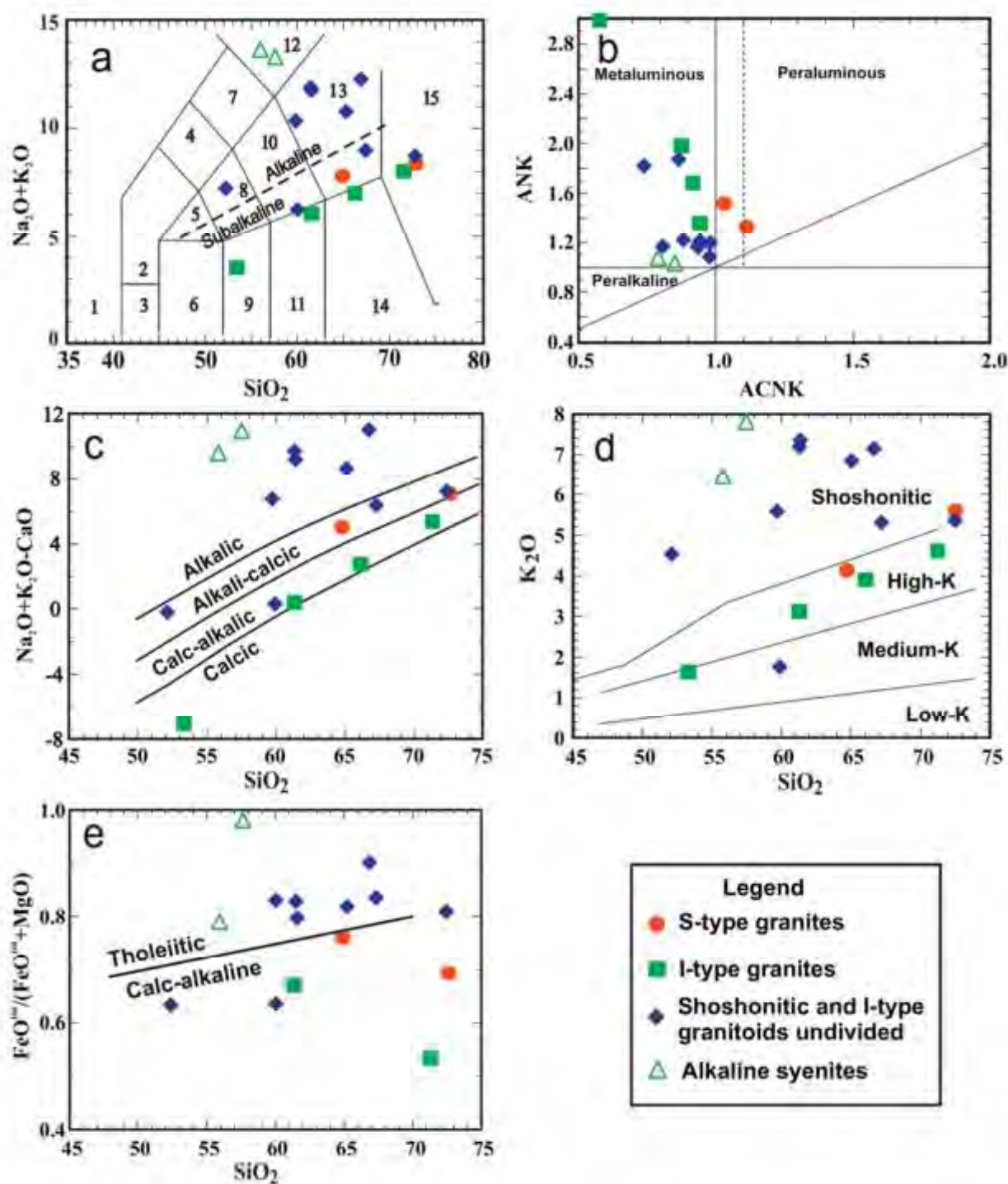


Fig. 3.6. Geochemical data for intrusive rocks from the Alai range plotted on classification and discrimination diagrams. (a)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % (TAS) diagram, fields after Middlemost (1994): 1 – foidolite, 2 – foid gabbro, 3 – peridotitic gabbro, 4 – foid monzodiorite, 5 – monzogabbro, 6 – gabbro, 7 – foid monzosyenite, 8 – monzodiorite, 9 – gabbroic diorite, 10 – monzonite, 11 – diorite, 12 – foid syenite, 13 – syenite and quartz monzonite, 14 – granodiorite, 15 – granite; (b) ANK vs. ACNK diagram,  $\text{ANK}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  mol.,  $\text{ACNK}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$  mol.; (c)  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % diagram, fields after Frost and Frost (2008); (d)  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. %

diagram, fields after Le Maitre et al. (1989); (d)  $\text{FeO}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % diagram, fields after Frost and Frost (2008).

The shoshonitic rocks have relatively low  $\text{TiO}_2$  contents (less than 1.3 wt. %) and high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents (higher than 9 wt. %) typical for shoshonitic series (Morrison, 1980; Müller et al., 1992). The REE patterns of the shoshonitic rocks show strong LREE-enrichment and relatively flat HREE with variably pronounced negative Eu anomalies (Fig. 3.7 a). Their primitive mantle-normalized multicationic diagram patterns show strong enrichment in LILE including Rb, Th and K (Morrison, 1980; Müller et al., 1992) and distinct negative Nb-Ta-Ti anomalies (Fig. 3.7 b).

Granitoids of the Karavshin suite are represented by peraluminous alkali-calcic potassium-rich quartz monzonites and granites (Table B3, Fig. 3.6.) According to Solomovich (2007), leucogranites of the Karavshin suite have S-type affinity. However, granodiorite from the Liayliak intrusion (sample 11), investigated in this study, contain traces of amphibole and is similar to peraluminous granites of the Garm block, which were classified as peraluminous I-type granites by Konopelko et al. (2015).

Nepheline syenites of the Matcha suite are similar in composition to alkaline rocks of the Dara-i-Pioz intrusion, located immediately west of the study area and described by Konopelko et al. (2017). They are peralkaline to metaluminous silica undersaturated rocks of the alkalic series and plot in the field of foid syenite in the TAS classification diagram (Fig. 3.6.). The carbonatite dikes were recently studied by Vrublevskii et al. (2017) who classified them as Ca-carbonatites with some compositions corresponding to Mg-carbonatites. The two samples of nepheline syenite and carbonatite of the Matcha suite, analyzed in this study, have fractionated REE patterns and show relative enrichment in Nb, Zr and Hf (Fig. 3.7. a and b, not shown for carbonatite) typical of alkaline rocks. However the total REE and HFSE contents in these samples are relatively low but similar to REE and HFSE contents reported in the Dara-i-Pioz rocks and other alkaline complexes of the Tien Shan (c.f. Konopelko et al., 2014, 2017; Vrublevskii et al., 2017). Thus, the lack of significant enrichment in the REE and HFSE seems to be a regional feature of the Tien Shan alkaline complexes.

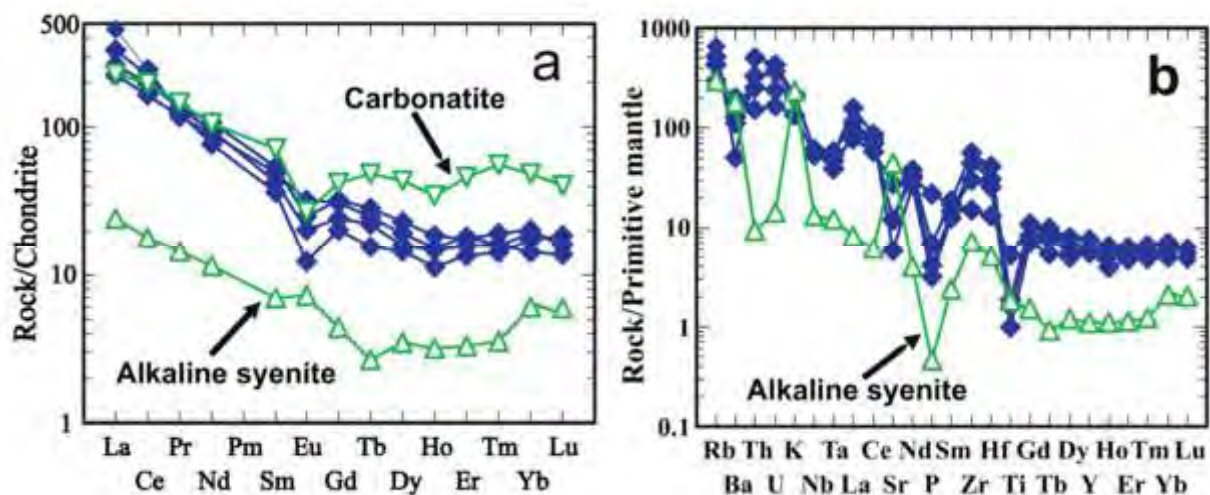


Fig. 3.7. Chondrite-normalized REE patterns (a) and Primitive mantle-normalized trace element abundances (b) for granitoid rocks from the Alai range. Normalization values after Sun and McDonough (1989). See Fig. 3.6. for legend.

### 3.2.2. Zircon U–Pb ages and Hf-in-zircon isotopic data

U–Pb zircon dating was performed utilizing ion microprobe SHRIMP II in Curtin University, Australia. Isotopic composition of Hf in zircon was performed utilizing LA microprobe Geolas UV-193 in Chinese Academy of Sciences in Beijing. Details of analytical procedures were published by Konopelko et al. (2018). Analytical results of zircon dating are presented in Table C4 (Appendix C) and in diagrams with concordia (Fig. 3.8.). Isotopic composition of Hf in zircon was analyzed in the same domains, which was previously analyzed by ion microprobe SHRIMP II. Results, including  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  values and model ages ( $t_{\text{Hf}(t)}$ ), are given in Table C5 and in Fig. 3.9.

Six samples chosen for U–Pb dating produced relatively uniform populations of zircon. The grains are mostly subhedral, stubby to tabular in shape, with well-developed oscillatory zoning, although some have darker, more uniform, central parts. The analyzed zircon grains have moderate to high Th/U ratios (0.2 – 0.9) (Table C4) typical for magmatic zircon (Rubatto, 2002; Kirkland et al., 2015). The main exceptions were found in zircons from the granodiorite (sample 11) that have relatively low Th/U ratios (0.05–0.2), although CL images reveal they are clearly of igneous character.

Analyses of eighteen domains on 17 zircon grains from monzodiorite (sample 4) from the Surmetash intrusion plot as a relatively tight cluster and yield a weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $284 \pm 4$  Ma, which is interpreted as the crystallization age of the monzodiorite. One concordant analysis of an inherited grain with a  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $1458 \pm 11$  Ma and another older discordant analysis of  $\sim 1900$  Ma were excluded from the age calculation. Thirteen Hf isotopic spot analyses performed on the same sites within the zircon grains that were used for the crystallization age, yield similar initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios between 0.2824024 and 0.2825013 with corresponding  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values between -3.6 and -7.0 (mean -5.5) and crustal model ages ( $t_{\text{Hfc}}$ ) of 1.74 to 1.52 Ga (mean 1.64 Ga). The concordant inherited grain records an  $\epsilon\text{Hf}(t)$  value (at 283 Ma) of -19.1 with a ( $t_{\text{Hfc}}$ ) model age of 2.5 Ga.

Seventeen U–Pb analyses on 17 zircon grains from syenite (sample 5) from the Surmetash intrusion plot as a relatively tight cluster and yield a weighted mean age of  $281 \pm 3$  Ma, which is interpreted as crystallization age of the syenite. Twenty-six Hf isotopic spot analyses were performed on the same zircon grains, together with several additional grains, given the uniform age distribution of the zircon population. They yielded similar initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios between 0.2825863 and 0.2826596, with corresponding  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values between -0.6 and +2.0 (mean +0.5) and crustal model ages ( $t_{\text{Hfc}}$ ) of 1.36 to 1.17 Ga (mean 1.26 Ga).

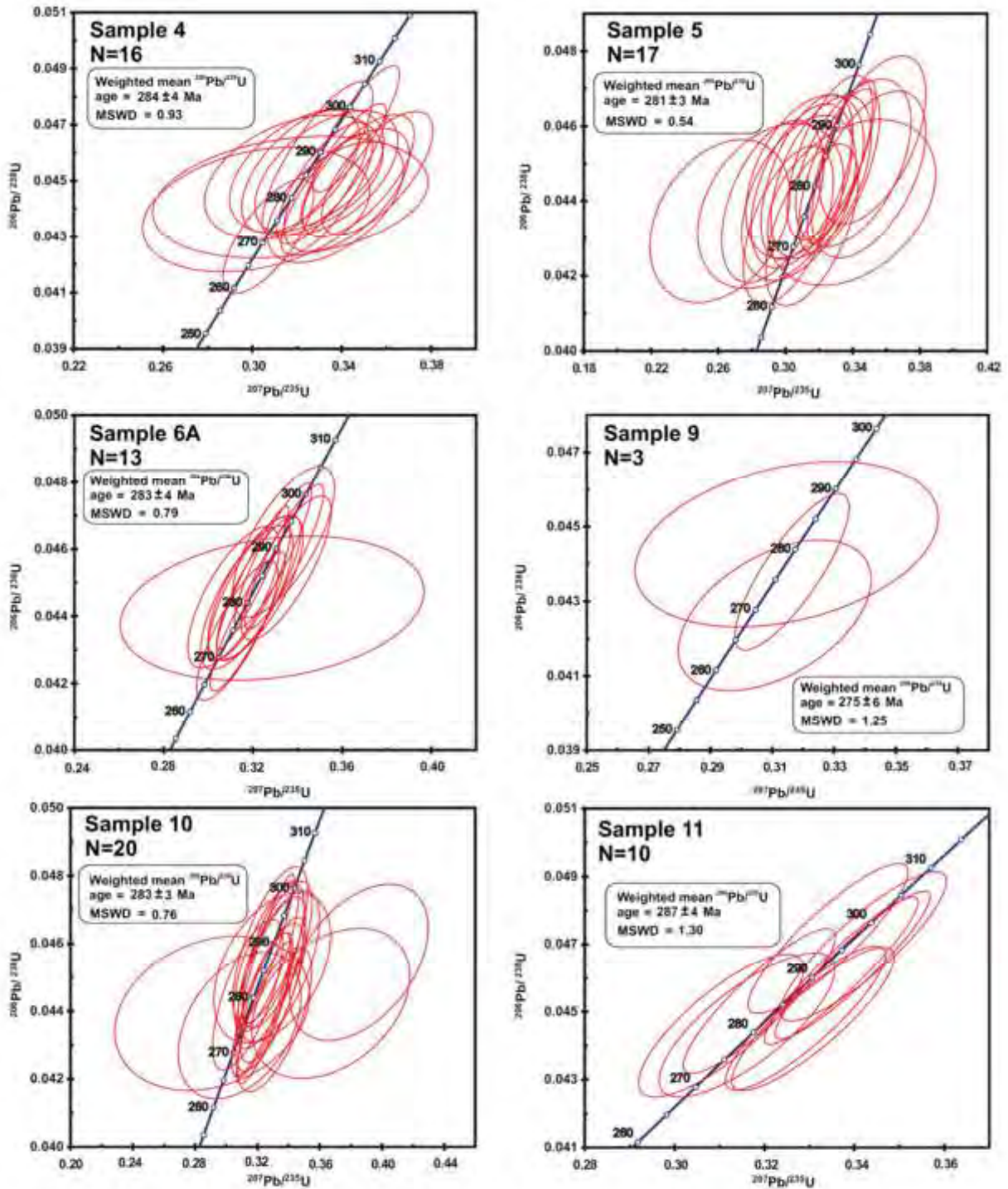


Fig. 3.8. Concordia diagrams for zircon U–Pb SHRIMP data for the granitoid rocks from the Alai range. Sample numbers as in Table 3.1.



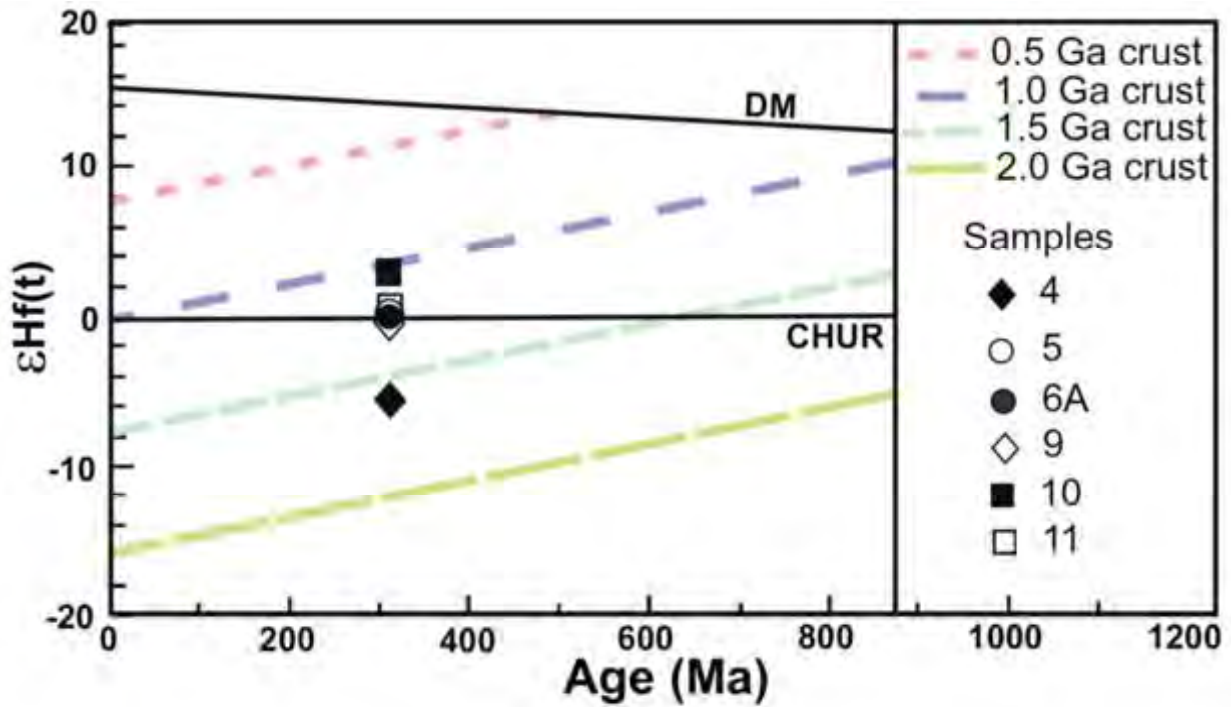


Fig. 3.9. Zircon  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  plotted versus the emplacement age. Sample numbers as in Table 3.1. Crustal lines plotted using the Lu-Hf value of 0.015 from Griffin et al. (2000).

Thirteen U–Pb analyses on 12 zircon grains from another syenite (sample 6A) from the Surmetash intrusion plot as a relatively tight cluster and yield a weighted mean age of  $283 \pm 4$  Ma, which is interpreted as crystallization age of this syenite. Fourteen Hf isotopic spot analyses were performed, twelve on the same grains used for the U–Pb dating, plus two additional sites. They yield similar initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios between 0.2825801 and 0.2826449, with corresponding  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values between -0.9 and +1.4 (mean 0.3) and crustal model ages ( $t_{\text{Hfc}}$ ) of 1.35 to 1.21 Ga (mean 1.28 Ga).

Only 5 zircon grains could be precisely analyzed for the quartz syenite porphyry (sample 9) from the Isfairam intrusion because of the extremely high contents of U and Th, which resulted in tripping the electron multiplier. If the two older discordant analyses are excluded from the calculations, the remaining three data points yield a weighted mean age of  $275 \pm 6$  Ma. This age is interpreted as a general estimate of the crystallization age, and is consistent with the field evidence that it intrudes the syenite. Spot analyses for Lu-Hf were performed on two of the zircon grains analyzed for U-Pb, together with an additional thirteen analyses on some of the more radiogenic grains. All zircons yielded similar initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios between 0.2825214 and 0.2826574, with corresponding  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values between -3.2 and +1.7 (mean -0.2) and crustal model ages ( $t_{\text{Hfc}}$ ) of 1.40 to 1.12 Ga (mean 1.31 Ga).

Twenty-one zircon grains were analyzed from quartz monzonite (sample 10) from the Isfairam intrusion. If one older discordant analysis is excluded from the calculations, the remaining 20 data points yield a weighted mean age of  $283 \pm 3$  Ma, which is interpreted as the crystallization age of the quartz monzonite. Twenty Hf isotopic spot analyses were performed on the same zircon sites used for the U–Pb dating, yielding similar initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios between 0.2826092 and 0.2827637, with corresponding  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values between +0.1 and +5.5 (mean +3.0) and crustal model ages ( $t_{\text{HfC}}$ ) of 0.95 to 1.28 Ga (mean 1.12 Ga).

Fifteen zircon grains were analyzed from granodiorite (sample 11) from the Liayliak massif. If four slightly older analyses with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages in the range 320 – 301 Ma and one slightly younger analysis (263 Ma) are excluded from the calculations, the remaining 10 data points yield a weighted mean age of  $287 \pm 4$  Ma, which is interpreted as the crystallization age of the granodiorite. Eleven Lu–Hf isotopic spot analyses were performed on the same zircon grains used for the age calculation, together with four additional sites selected on oscillatory zoned zircons, and all yielded similar initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios between 0.2825589 and 0.2827729, with corresponding  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values between -1.4 and +5.9 (mean +0.1) and crustal model ages ( $t_{\text{HfC}}$ ) of 1.39 to 0.93 Ga (mean 1.24 Ga).

### 3.2.3. Whole-rock Sr, Nd and Pb isotopic compositions

We present the first Sr, Nd and Pb isotopic data for 9 samples of intrusive rocks from the axial parts of the Alai range. Analyses were performed in GFZ Potsdam, Germany; details of analytical procedure were published by Konopelko et al. (2018).

Initial isotopic ratios (Table C6 Appendix C) were calculated using crystallization ages of corresponding intrusions (Table 3.1.) and their chemical composition (Table B3). The  $\epsilon\text{Nd}(t)$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  diagram (Fig. 3.10. a) shows schematically the average compositional range of mantle rocks and Proterozoic crust, as well as two component mixing-lines for bulk mixing between these two components. All analyzed samples plot in the field of mixing between the mantle and Proterozoic crustal components (Fig. 3.10. a). The analyzed granitoids are characterized by negative  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values ranging from -3.5 to -5.5 and by Mesoproterozoic Nd model ages (1.54 – 1.06 Ga), which are similar to those of the late Paleozoic granitoids elsewhere in the STS and indicate incorporation of a significant proportion of Precambrian crustal material (Fig. 3.10. b; Table 3.1.). The Nd model ages ( $T_{\text{DM}}$ ) are in good agreement with the zircon Hf crustal model ages ( $t_{\text{HfC}}$ ) (Table 3.1.). Note that the Zardalek carbonatite (Sample 17) has the least radiogenic Nd isotopic composition ( $\epsilon\text{Nd}(t) = -7.3$ ) and strongly radiogenic Sr isotopic composition (Figs. 3.3. and 3.9.; Table 3.1.) that are similar to the

isotopic compositions of nepheline syenite from the alkaline Dara-i-Pioz intrusion located immediately west of the research area (Konopelko et al., 2017).

The initial Pb isotopic compositions of the samples fall in the same range as those from the Tien Shan and the southern Altaids (Fig. 3.10. c and d) reported by Chiaradia et al. (2006) with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios between  $\sim 17.7$  and  $\sim 19.5$  (Table C6). The Alai samples plot along or slightly below the OR curve in the thorogenic plot (Fig. 10 c) and define a steep trend between the OR and UC evolution curves in the uraniumogenic diagram (Fig. 3.10. d). Most samples, plotting along or above the UC curve, have  $^{207}\text{Pb}$ -enriched signatures suggesting derivation from old upper continental crust. However two monzodiorite samples from the Surmetash intrusion (6A and 6B), that plotted along or just above the OC curve, are typical of continental arc environments where mantle-derived magmas interact with, and become contaminated by,  $^{207}\text{Pb}$ -rich crustal rocks. In general the analyzed samples plot along the mixing array between old continental crust and juvenile mantle and fit the trend defined by samples collected elsewhere in the Tien Shan and Altai orogenic belts (Fig. 3.10. d; Chiaradia et al., 2006).

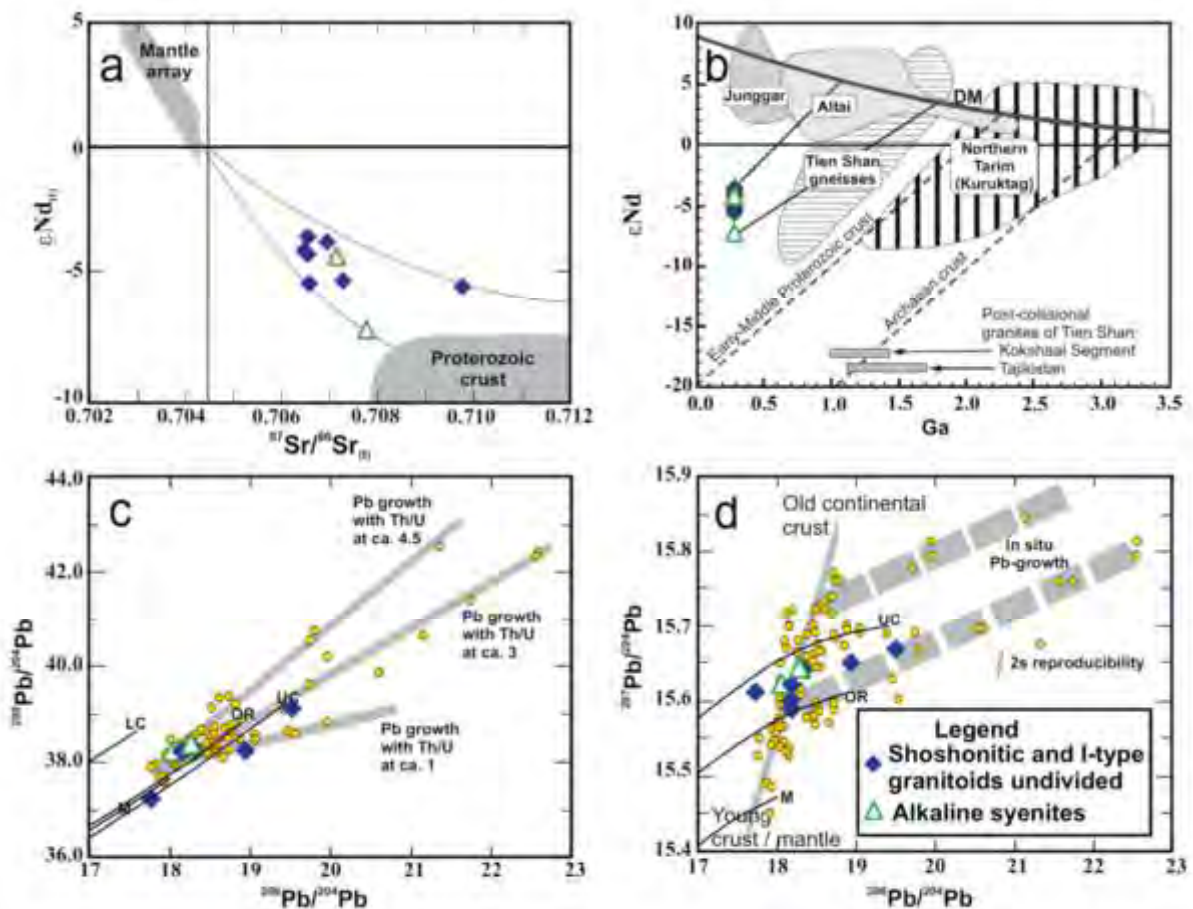




Fig. 3.10. Sr, Nd, and Pb isotopic composition of magmatic rocks from the Alai range. (a) - Initial  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  data. Reference fields for mantle and Proterozoic crust and two-component mixing-lines for bulk mixing of mantle and crust are shown for orientation; (b) -  $\epsilon\text{Nd}$  vs. age diagram showing the Nd isotopic compositions of the analyzed samples. Fields for the rocks from the Junggar and Altai mountains and for basement gneisses of the Tien Shan and Northern Tarim (Kuruktag) according to Konopelko et al. (2007). The bars along the age-axis show model ages of granites from the adjacent Tajik Tien Shan (Konopelko et al., 2015, 2017) and from the Kokshaal segment of South Tien Shan in Kyrgyzstan (Konopelko et al., 2007). Fields for the evolution of early-middle Proterozoic and Archean crust according to Jahn et al. (2000). Nd isotope evolution of the depleted mantle is shown according to DePaolo (1981); (c) - Initial  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  data with reference lines for in situ Pb-growth with different Th/U ratios; (d) - Initial  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  data with reference lines (grey and dashed) for in situ Pb-growth. Pb data for Tien Shan and the Altaids (solid yellow circles) from Chiaradia et al. (2006) are shown for comparison. Solid grey line reflects schematically a mixing array between juvenile material and old crust. Note, the Pb isotopic composition of the samples from Tien Shan (dominated by old crustal material) and the Altaids (dominated by juvenile material) shows a systematic variation from the southwest to the northeast. Note also, the initial Pb isotope data from the Alai segment fall in a narrow field for all but two samples that may show over- and under-correction of in situ Pb-growth due to post-formation Pb mobility.

### 3.3. Petrogenesis and geodynamic setting of postcollisional intrusions of the Alai Segment

The diverse character of post-collisional magmatism in the Alai range has previously been emphasized by several authors (Osmonbetov and Knauf, 1982; Nenakhov et al., 1991; Nenakhov and Belov, 1996; Solomovich, 1997, 2007). The occurrence of four geochemically contrasting intrusive series, including (1) I-type and (2) shoshonitic granitoids, (3) peraluminous granitoids including S-type leucogranites and (4) alkaline rocks and carbonatites, closely associated in space and time, is illustrated on the detailed geological map, shown in Fig. 4. The I-type and shoshonitic series comprise compositions varying from mafic rocks to granites, with  $\text{SiO}_2$  contents in the range from 53 to 73 wt. %. The S-type granites have felsic peraluminous compositions, and the alkaline syenites are weakly peralkaline. Most analyzed rocks from all four suites are relatively rich in potassium and plot in the fields of high-K and shoshonitic series (Figs. 3.5. and 3.6.). The I-type and shoshonitic rocks have

uniform REE and primitive mantle-normalized trace element patterns with strong enrichment in LREE and LILE and negative Ta-Nb-Ti anomalies typical of shoshonitic series rocks (Fig. 3.7.).

Five rocks, including 4 samples of I-type and shoshonitic granitoids from the Surmetash and Isfairam intrusions and 1 sample of granodiorite from the Liayliak massif (this study), were analyzed by SHRIMP and record U-Pb zircon ages in the range 287 – 281 Ma (Table 3.1., Fig. 3.8.), which are compatible with an age of 284 Ma reported for the I-type Belauli intrusion in the easternmost part of the Alai segment (De Grave et al., 2012). An age of  $287 \pm 4$  Ma, obtained from granodiorite of the Liayliak massif (Table 3.1., Fig. 3.8.), which is emplaced in amphibolite-facies migmatized gneisses and schists of the Zeravshan-Alai block in the westernmost part of the Alai segment, is indistinguishable from ca. 290 Ma age of peraluminous granitoids emplaced coevally with Barrovian-type metamorphism in the Garm block, located south-west of the research area (Fig. 3.2., Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017). One poorly-defined younger age of 275 Ma obtained from a porphyry intruding syenite of the Isfairam intrusion (Fig. 3.7.) is similar to younger ages in the range 275 – 263 Ma reported for small granite bodies on the northern slopes of the Alai valley (De Grave et al., 2012; Käßner et al., 2017) and to an age of 267 Ma reported for the alkaline Dara-i-Pioz intrusion (Konopelko et al., 2017). This age range matches well the ages of post-collisional intrusions elsewhere in the STS and define the main post-collisional magmatic pulse at 290 - 280 Ma, with cessation of post-collisional magmatism for the next ca. 20 Myr (cf. Konopelko et al., 2007; Seltnann et al., 2011; Dolgoplova et al., 2017). A zircon age of 267 Ma obtained for the alkaline Dara-i-Pioz intrusion (Konopelko et al., 2017) is significantly older than 227-198 Ma phlogopite ages reported by Vrublevskii et al. (2017) for adjacent Matcha carbonatites. Similar Triassic ages, registered by several thermochronometers south-west of the study area (Käßner et al., 2017; Jepson et al., 2018), were tentatively interpreted to reflect younger tectonic events affecting the Eurasian margin during the late Triassic–early Jurassic, such as the Rushan Ocean closure and the Qiangtang collision (Jepson et al., 2018; Konopelko and Apayarov, 2018).

Nine whole-rock samples of the Alai intrusions have relatively uniform crustal Sr-Nd-Pb isotope compositions with negative  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values of  $-7.3$  to  $-3.5$ , Mesoproterozoic (with one exception) Nd  $T_{\text{DM}}$  model ages of 1.54 – 1.06 Ga and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in the range of 0.7064 – 0.7097 (Table 3.1., Fig. 3.10.). Six samples measured for Lu-Hf isotopes in zircon, mostly have  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values varying around zero and Mesoproterozoic crustal model ages ( $t_{\text{HfC}}$ ) in the range 1.6 – 1.1 Ga (Table 3.1., Fig. 3.10.). Thus, Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions of the Alai intrusions indicate a significant input of a Precambrian crustal components in their sources, a feature also reported for the late Paleozoic granitoids elsewhere in the STS (cf. Dolgoplova et al., 2017; Konopelko et al., 2013, 2017).

The tectonic setting of the early Permian Alai intrusions is still debated. Nenakhov et al. (1992) suggested the diverse magmatic series of the Alai segment formed above a steep south-dipping subduction zone on the southern active margin of the Turkestan Ocean. However, it is generally accepted that during the late Paleozoic the southern margin of the Turkestan Ocean developed passively (Biske, 2015 and references therein). An alternative model explaining formation of the post-collisional intrusions on a former passive margin of the Turkestan Ocean, was proposed by Konopelko et al. (2007, 2011) who suggested that post-collisional magmatism was triggered by transtensional strike-slip tectonics accompanied by upwelling of the asthenosphere to melting depths along transcrustal shear zones (Fig. 3.11. a). This model was proposed for the Kokshaal segment of STS that formed on a former passive margin of the Tarim Craton as a result of frontal collision between the Tarim and the Middle Tien Shan (Fig. 3.1.). However, the pattern of post-collisional magmatism in the Alai segment, characterized by emplacement of I-type and shoshonitic granitoids in combination with coeval Barrovian-type metamorphism, is markedly different from the pattern of post-collisional magmatism in the adjacent Kokshaal segment, where A-type granitoids predominate (Biske and Konopelko, 2002; Solomovich, 2007; Konopelko et al., 2007, 2009). The difference in styles of post-collisional magmatism in the Alai and Kokshaal segments can be explained utilizing recent results of Dolgoplova et al. (2017), Konopelko et al. (2015, 2017), Käßner et al. (2017) and Worthington et al. (2017), who provided detailed geochemical and geochronological data for ca. 320 – 300 Ma supra-subduction and subsequent ca. 290 – 280 Ma post-collisional magmatism accompanied by coeval Barrovian-type metamorphism on the northern active margin of the Gissar basin, which is well preserved in the Gissar segment of the STS. We suggest that, similar to the Gissar segment, the post-collisional magmatic series of the Alai segment could have been formed on a former northern active margin of the Gissar basin or a similar structure, where the evidence of ca. 320 – 300 Ma supra-subduction magmatism was destroyed by subduction erosion during the late Paleozoic, as suggested for the Middle Tien Shan east of the Talas-Fergana Fault by Alexeiev et al. (2016), or later during the Meso-Cenozoic collisions with Pamir terranes intruding from the south. This interpretation is supported by the presence of several grains of inherited magmatic zircon with ages in the range 320 – 300 Ma analyzed in samples 11 and 9 (Table C4), which could be derived from the supra-subduction magmatic series. Thus, during the middle-late Carboniferous the Alai segment probably comprised a microcontinent with Precambrian basement located between the Turkestan Ocean to the north and an inferred oceanic basin to the south. In this scenario (Fig. 3.11. b), after collision, the Alai microcontinent was located between two major sutures, which enabled and accelerated delamination of its lithospheric mantle and resulted in production of diverse post-collisional magmatic series by interaction of ascending asthenospheric material with lithospheric mantle and various crustal protoliths.

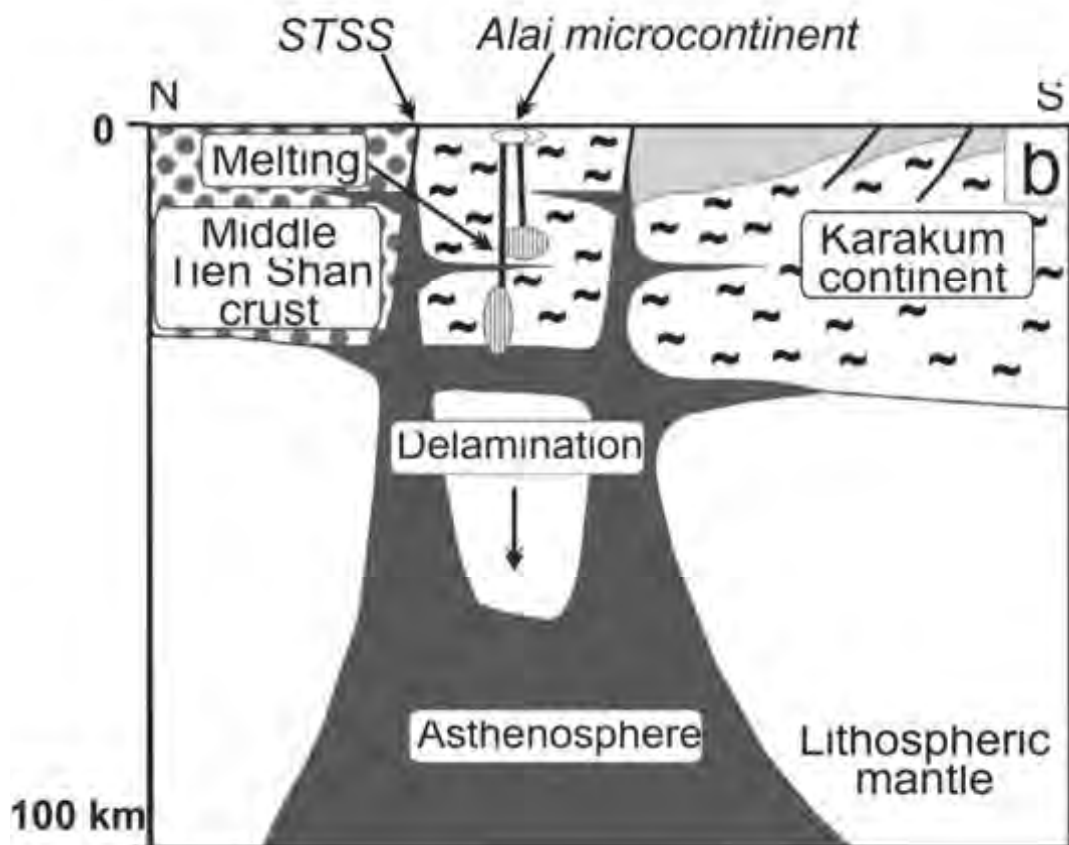
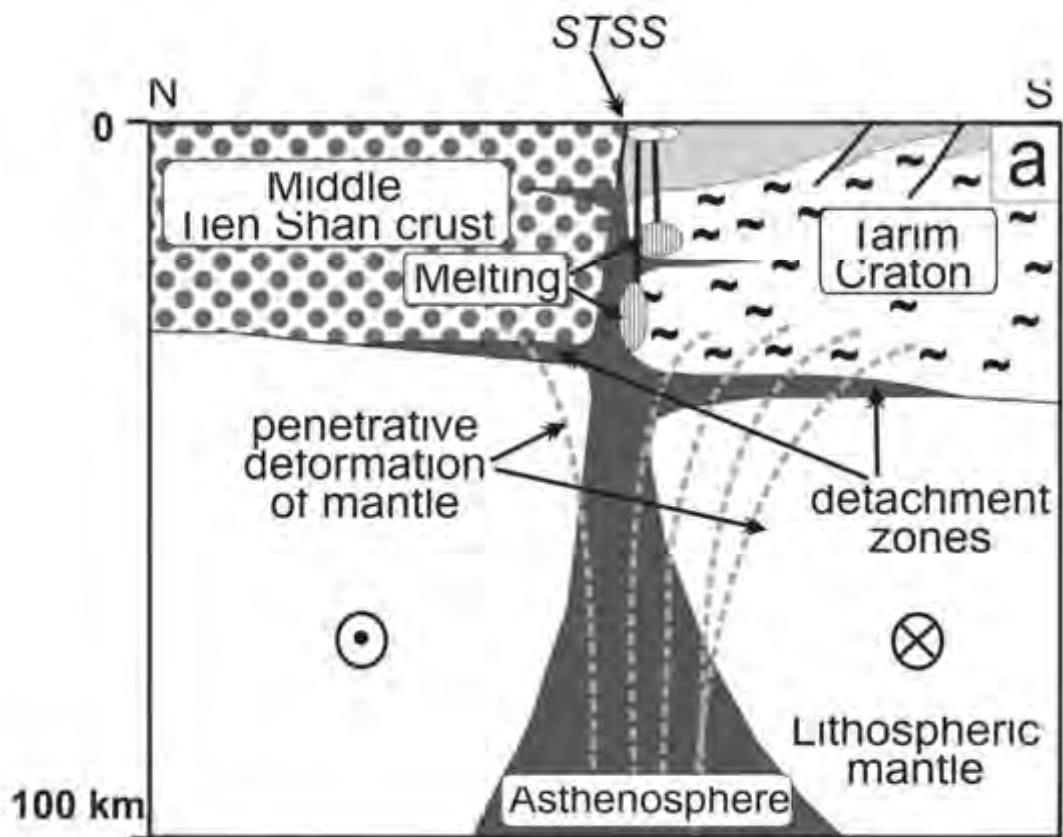


Fig. 3.11. Tectonic models explaining difference in styles of the early Permian post-collisional magmatism in the Kokshaal and Alai segments of STS. (a) In the Kokshaal segment the post-collisional magmatism is triggered by transtensional strike-slip tectonics along transcrustal shear zones. The transfer of displacement from the mantle to the upper crust is accommodated in the lower-middle crust by the flat-lying detachment zones. This transpressional system provides suitable conduits for ascending asthenospheric material and influx of heat into the crust. Sinistral post-collisional strike-slip displacement is shown after Biske (1996). (b) Location of the Alai segment between two major sutures resulted in delamination of its lithospheric mantle and triggered formation of diverse post-collisional magmatic series by interaction of ascending asthenospheric material with lithospheric mantle and various crustal protoliths. STSS – South Tien Shan Suture.

### 3.4. Conclusive remarks

The early Permian intrusions of the Alai segment of the STS comprise four geochemically contrasting intrusive series, including (1) I-type and (2) shoshonitic granitoids, (3) peraluminous granitoids including S-type leucogranites and (4) alkaline rocks and carbonatites, closely associated in space and time.

New geochronological data indicate that diverse magmatic series of the Alai segment formed virtually coevally in a post-collisional setting. Five U-Pb zircon rock ages in the range 287 – 281 Ma, in combination with published ages, define the main post-collisional magmatic pulse at 290 - 280, which is similar to ages of post-collisional intrusions elsewhere in the STS.

An age of  $287 \pm 4$  Ma, obtained for peraluminous granodiorite of the Liayliak massif, emplaced in amphibolite-facies metamorphic rocks of the Zeravshan-Alai block, is indistinguishable from ca. 290 Ma age of peraluminous granitoids emplaced coevally with Barrovian-type metamorphism in the Garm block, located south-west of the research area in the eastern part of the Gissar Segment of South Tien Shan.

The Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions of the studied intrusions are consistent with the reworking of crustal material with 1.6 – 1.1 Ga average crustal residence times indicating the formation of the Alai segment of the STS on a continental basement with Mesoproterozoic or older crust.

The pattern of post-collisional magmatism in the Alai segment, characterized by emplacement of I-type and shoshonitic granitoids in combination with coeval Barrovian-type metamorphism, is markedly different from the pattern of post-collisional magmatism in the adjacent Kokshaal segment of the STS formed on a former passive margin of the Tarim Craton, where A-type granitoids predominate. We suggest that during the middle-late Carboniferous the Alai segment probably comprised a microcontinent with Precambrian basement located between the Turkestan Ocean to the north and an inferred oceanic basin to the south, the evidence of which was largely destroyed by subsequent tectonic processes. In this scenario, the position of the Alai microcontinent between two major sutures enabled delamination of its lithospheric mantle, which triggered the diverse post-collisional magmatism as a result of interaction of ascending asthenospheric material with lithospheric mantle and various crustal protoliths.

## **Chapter 4. Paleozoic granitoid magmatism of South and Middle Tien Shan in Uzbekistan**

### **4.1. Geological setting of western Tien Shan in Uzbekistan and studied areas**

The westernmost parts of the Tien Shan Hercynian belt are exposed in the territory of Uzbekistan. In eastern Uzbekistan the Paleozoic formations are exposed in Gissar and Zeravshan ranges, in western parts of the country the Paleozoic rocks make up hills of central Kyzylkum desert and Sultan-Uvais uplands (Fig. 4.1.). In contrast to the mountain ranges of Turkestan-Alai and Kokshaal, described in previous chapters, Hercynides of Uzbekistan comprise not only formations of former passive southern margin of the Turkestan Ocean, but also series of its northern active margin, which are well preserved in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan. Besides, the Karakum continent, comprising the southern margin of the Turkestan Ocean in Uzbek territory, in contrast to Tarim, did not represent a single block of basement and was split into several microcontinents, Paleozoic history of which can also be studied in this region. Also, in Uzbek territory, in Sultan-Uvais uplands, there located the westernmost outcrops of the Tien Shan Hercynides, which represent the only exposure of the basement in the area of presumed junction between the Tien Shan and Urals structures. Although it is still debatable whether the Sultan-Uvais formations belong to the Middle or South Tien Shan, this region is especially important for deciphering structures of the fold belts of Tien Shan and Urals.

In accordance with abovementioned features of the geological structure of western Tien Shan in Uzbekistan, following study areas (or terranes) were chosen for investigation, which are described in detail in the next sections (Fig. 4.1.). The westernmost and less studied outcrops of Hercynides were studied in Sultan-Uvais uplands. Suprasubduction granitoids of the northern active margin of the Turkestan Ocean were investigated in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan. Magmatic series of the southern passive margin of the Turkestan Ocean were studied in the Kyzylkum and Gissar segments of the South Tien Shan. Although the early Permian postcollisional granitoids predominate in the South Tien Shan, in the Gissar Segment we also studied Carboniferous suprasubduction series, which shed light on complicated history of the southern margin of Turkestan Ocean, which was related to destruction of the Karakum continent during the Paleozoic. Finally, in the last section of this Chapter geodynamic setting and metallogeny of postcollisional intrusions of the Kyzylkum



Segment of South Tien Shan is discussed utilizing a case study from the multiphase Koshrabad intrusion in the Northern Nuratau range, associating with the large Zarmitan gold deposit.



Fig. 4.1. Simplified geological map of the western Tien Shan, Uzbekistan. Red frames show five terranes, where samples were collected.

## 4.2. Geological structure of investigated terranes and sampling

### 4.2.1. Sultan-Uvais

The Sultan-Uvais Range, containing the westernmost outcrops of Paleozoic rocks in Tien Shan, was traditionally considered as a key region for understanding the connection between the Paleozoic belts of the Urals and the Tien Shan (Bukharin et al., 1964, 1987; Garkovets, 1969, 1970, 1975; Schultz, 1972, 1991; Lutz & Feldman, 1992; Savchuk, 1987, 1990, 1992, 1990; Savchuk et al., 1991, 1997; Ez, 1999; Morozov, 2001 Ez, 1999, 2000). However, because the rocks of the Sultan-Uvais Range are strongly metamorphosed and deformed, their geodynamic setting, and especially the timing of magmatic and metamorphic events, remained poorly studied. The Paleozoic formations of the Sultan-Uvais Range are subdivided into three major tectonic units from west to east: the Sheihdzheily, the Sultanuizdag and the Karakuduk (Savchuk et al., 1997) (Fig. 4.2.). The three units comprise a

series of tectonic nappes with general direction of thrusting varying from top-to-SSW in the eastern part of the Sultan-Uvais Range to top-to-WSW in its western part, thus defining a bend of the N–S striking structures, which are characteristic of the Urals, to the E-W striking structures, typical for Tien Shan (Fig. 4.1.). In general, the metamorphic conditions vary from the greenschist-facies in the NW part of the range to the amphibolite- (staurolite-biotite-kyanite) facies in the SE (Ez, 1999). Based on the paleontological data, the main evolution of the Sultan-Uvais rocks occurred during the Lower–Middle Devonian times (Morozov, 2001 and references therein).

The Sheihdzheily unit comprises thick piles of acid and intermediate volcanic and volcanoclastic rocks with subordinate carbonate layers, with total estimated thickness of 5500 m (Savchuk et al., 1997). Carbonate rocks from the stratigraphically lower parts of the Sheihdzheily unit have Late Silurian (Ludlow) paleontological ages (Savchuk et al., 1997) while the carbonate layers from the upper parts of the unit have Middle–Late Devonian (Famennian) paleontological ages (Schultz, 1972). The intrusions within the Sheihdzheily unit include serpentized ultrabasic bodies in the stratigraphically lower parts of the unit and the Sheihdzheily intrusion (gabbro-diorites, quartz diorites and plagiogranites) which is thought to be co-magmatic with surrounding Middle Devonian volcanic rocks (Savchuk et al., 1997). The Sheihdzheily intrusion is represented in this study by sample T6-007 of cataclastic plagiogranite.

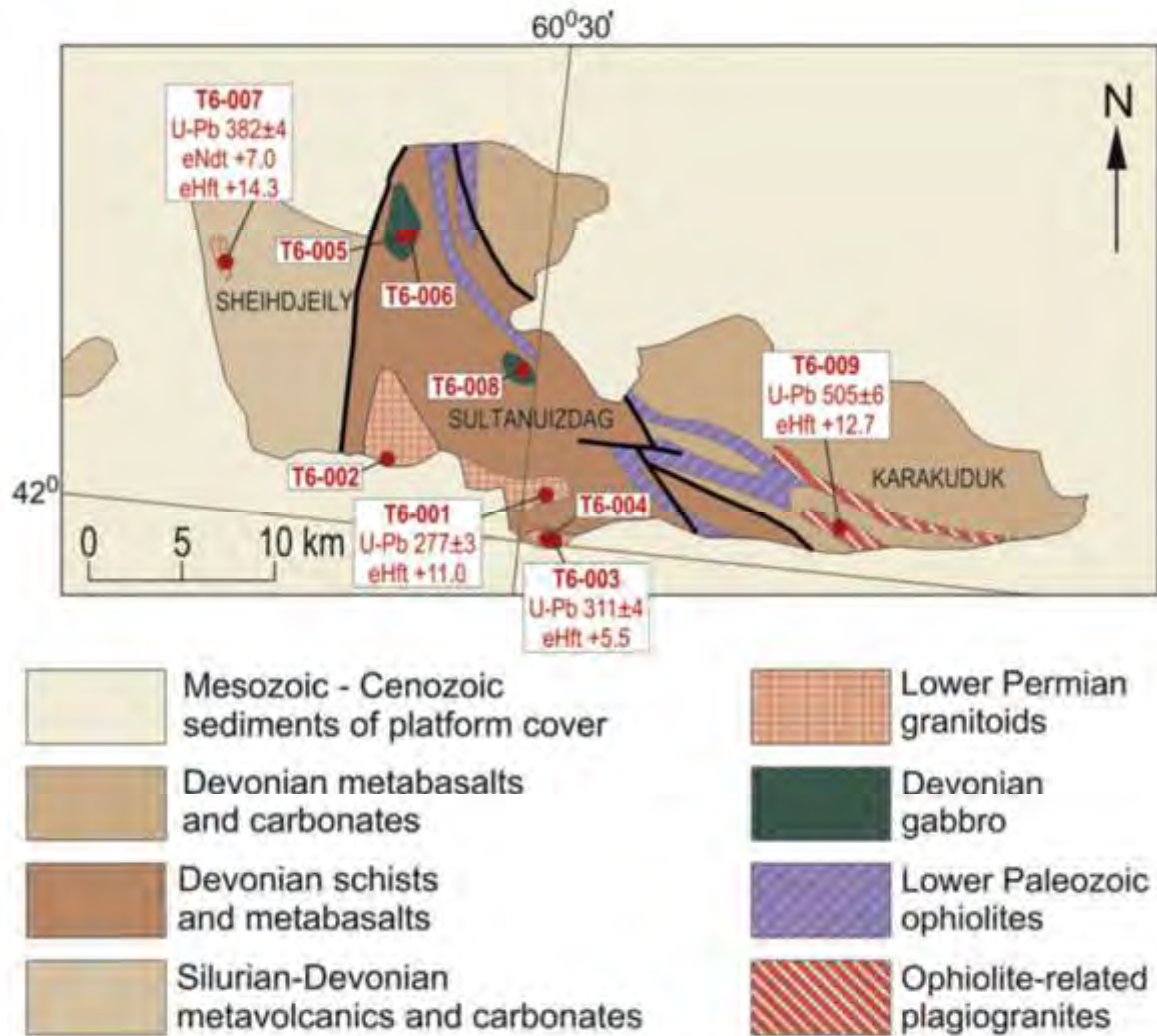


Fig. 4.2. Geological map of sample locations in the Sultan-Uvais terrane. For key samples, U-Pb age and Hf-Nd isotope data are indicated.

The Sultanuizdag unit is composed of 3500-4000 m thick pile of predominantly pelitic metasediments, amphibolites which are usually interpreted as metabasalts (e.g. Schultz, 1972; Savchuk et al., 1997) and subordinate carbonate layers. An Early Devonian paleontological age has been reported for carbonate layers in the lower-middle part of the unit (Savchuk et al., 1997). The Tebinbulak and the Dzhmansai intrusions within the Sultanuizdag unit are usually considered as large allochthonous blocks juxtaposed to the surrounding schists in a tectonic *mélange* (Savchuk et al., 1997; Morozov, 2001). The Tebinbulak complex, composed of peridotites and hornblendites with subordinate gabbro and gabbro-diorites, is represented by samples T6-005 and T6-006 of altered gabbro and anorthosite, respectively. The Dzhmansai

intrusion of gabbro-syenites and monzonites is represented by monzodiorite sample T6-008. Both intrusions are believed to represent fragments of Devonian oceanic crust, and their relatively potassium-rich compositions are explained by formation in the back-arc basin (Savchuk et al., 1997). The late-kinematic Aktau granodiorite intrusion is partially overlain by Mesozoic sediments and crops out in the southern part of the Sultanuizdag unit as two separate bodies known as the western and the eastern Aktau intrusions, represented in this study by samples T6-001 and T6-002, respectively. Finally, samples T6-003 and T6-004 were collected in the southernmost part of the Sultanuizdag unit from the Istemes (Darbaz) orthogneisses which were considered as fragments of basement of unknown age (Ez, 1999; Ahmedov, 2000).

The main component of the Karakuduk unit cropping out in the eastern part of the Sultan-Uvais is represented by the Kazansai ophiolite, composed of three formations from bottom to top: the lowermost formation comprises a tectonic mélange with blocks of chert, peridotite, gabbro and plagiogranite in a serpentinite matrix; the next formation is composed predominantly of amphibolite formed after volcanic and volcanoclastic rocks of basaltic-andesitic composition and subordinate chert, and the uppermost formation includes carbonates, calc-silicate rocks and pelitic and psammitic metasediments. The total thickness of the Karakuduk unit was estimated as 1000–2000 m. The carbonate layers from the uppermost formation have Early Devonian to Eifelian paleontological ages (Savchuk et al., 1997). Some authors considered the Tebinbulak and the Dzhamansai intrusions within the Sultanuizdag unit as large allochthonous fragments of the Karakuduk ophiolite thrust to the SSW (e.g. Savchuk et al., 1997; Morozov, 2001). Several bodies of deformed granitoids elongated in the WNW direction, concordant to the strike of surrounding serpentinites and amphibolites, are associated with the two lowermost formations of the Karakuduk unit (Ahmedov, 2000). One such body, the Kakhralsai intrusion of cataclastic plagiogranite, is represented in this work by sample T6-009 (Fig. 4.2.).

#### **4.2.2. Kyzylkum Segment of the South Tien Shan**

Paleozoic formations, cropping out in the vast Kyzylkum Desert and in the Nurata Ranges, comprise the Kyzylkum Segment of the South Tien Shan terrane, a southern passive margin of the Turkestan Ocean (Figs. 4.1., 4.3. and 4.6. и геодинамическая реконструкция для 385 млн лет в разделе 4.6; Biske & Seltmann, 2010). The northern boundary of the South

Tien Shan terrane is represented by the Southern Tien Shan Suture, marked by ophiolites, which affects the Northern Nurata Range and can be traced under Mesozoic–Cenozoic sediments in the northern part of Kyzylkum Desert. The southern part of the South Tien Shan terrane is transected by the western continuation of the Fan-Karategin belt of metabasalts of inferred Neoproterozoic age (Volkova and Budanov, 1999; Worthington et al., 2017), which may also include serpentinites of the Southern Nurata and metavolcanic rocks of the Kuldzhuktau Mountains and represent another suture marked by the Zeravshan fault (Biske and Seltmann, 2010). To the north of this inferred suture, the poorly studied metamorphic rocks of the Northern Nurata Range are interpreted by some authors (e.g. Ahmedov, 2000) as basement fragments of the South Tien Shan terrane; however outside the Nurata Range the basement does not crop out. Available data on Pb isotopic composition of Paleozoic granites (Chiaradia et al., 2006), ages of detrital and xenogenic zircons (Seltmann et al., 2011; Mirkamalov et al., 2012), and quartz sandstones and dolomites of Upper Ordovician–Llandovery at the base of the sedimentary cover (Baratov, 1976; Abduazimova, 2001) suggest that the basement of the Kyzylkum Segment of the South Tien Shan is generally of Neoproterozoic age. Vast areas in the Kyzylkum Desert and the Northern Nurata Range are composed of the Early Paleozoic passive-margin clastic sediments (Abduazimova et al., 1969, 1982, 1983; Abdullaev et al., 1987, 1989), including black shales hosting several world-class gold deposits (Mukhin et al., 1988; Pak, 1994; Kempe et al., 2015, 2016 and references therein). Konopelko et al. (2015) showed that the shales of the Besapan Formation, hosting the Muruntau gold deposit, and the metasediments from the Gissar Segment of the South Tien Shan are characterized by similar provenance and maximum depositional ages of 580 – 520 Ma, indicating that during Neoproterozoic–Early Paleozoic times extensive areas of the South Tien Shan developed in a similar passive margin environment.

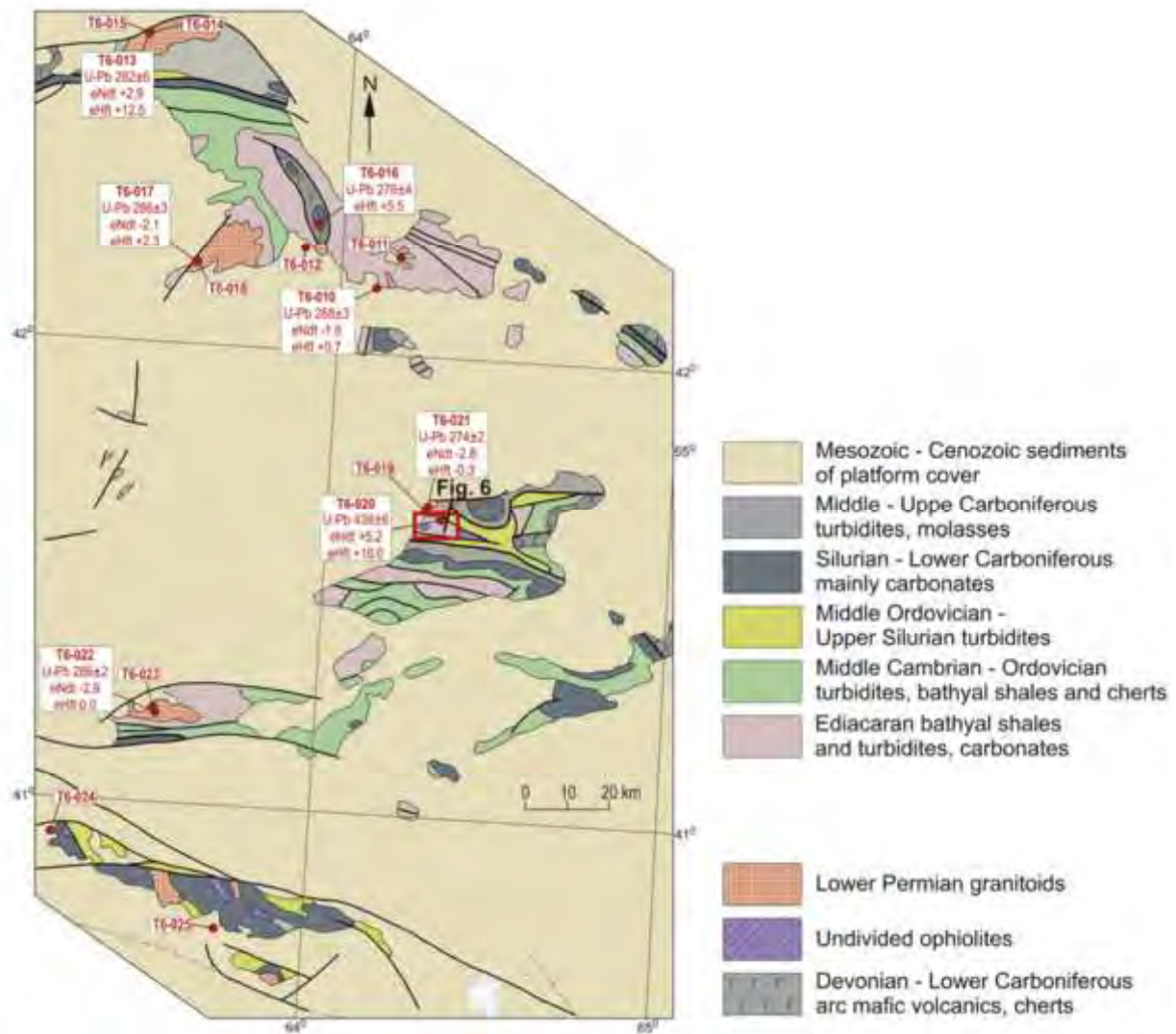


Fig. 4.3. Geological map of sample locations in the Kyzylkum Segment. For key samples, U-Pb age and Hf-Nd isotope data are indicated.

The Early Paleozoic clastic sediments are overlain by thick Devonian–Middle Carboniferous limestones comprising the Bukantau-Kokshaal belt of carbonate platforms (Biske and Seltmann, 2010).



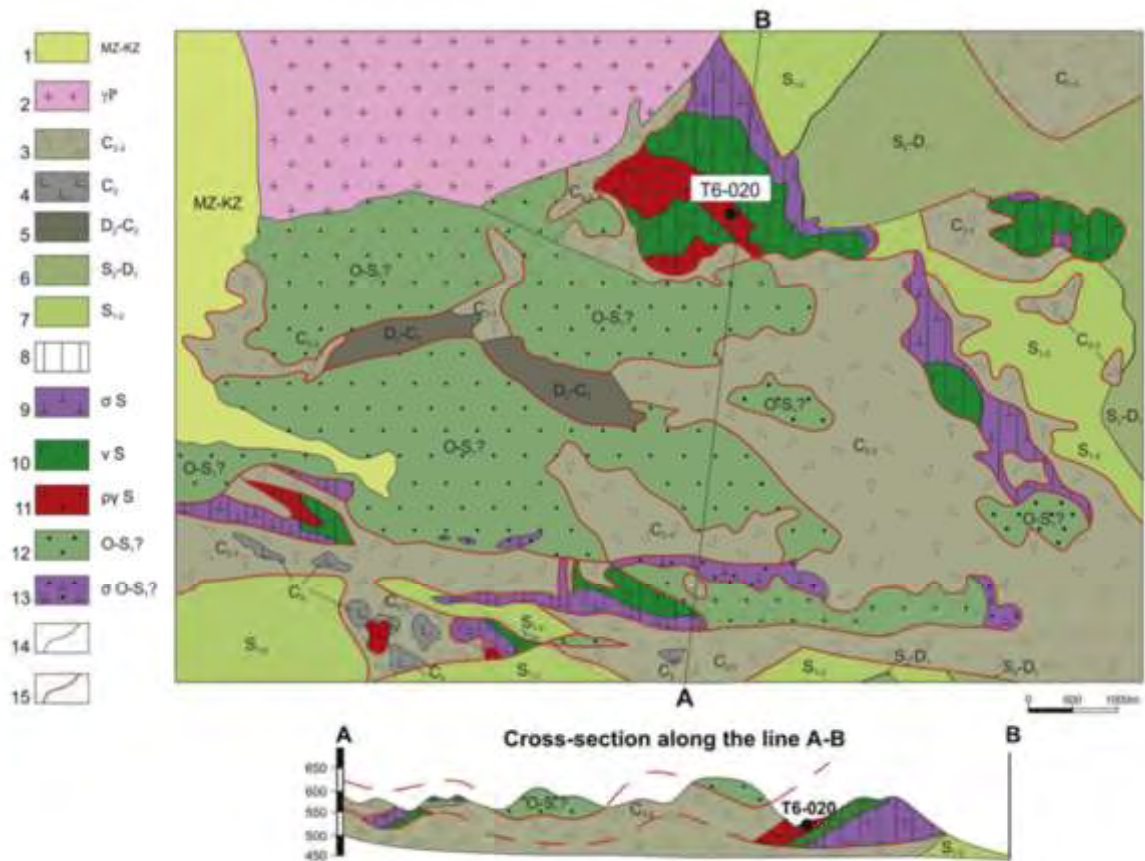


Fig. 4.4. Geological map and transect across the Silurian Teskuduk ophiolite complex of the South Tien Shan (after Maslennikova et al. in Pyanovsky (1989), modified by the authors). Map area in the Tamdytau Mountains, northern Kyzylkum is shown in Fig. 5. 1 — Mesozoic–Cenozoic sediments; 2 — North Tamdy complex of leucocratic biotite granite; 3 — Ayakumar olistostrome suite (siltstone, sandstone with olistolith of limestone, dolomite, amphibole, gabbro); 4 — Sangruntau sedimentary-volcanogenic complex (andesite, dacite, tuff siltstone); 5 — Elemesaszhinsk volcanogenic trachybasalt complex; 6 — Kyngyr formation (siltstone, sandstone, gritstone, conglomerate, limestone); 7 — Kushkumbai volcanogenic-sedimentary complex (andesite, basalt, tuffite, sandstone, siltstone); 8 — Teskuduk ultrabasite-gabbro plagiogranite complex; 9 — serpentinized ultrabasite; 10 — gabbro, gabbro-diorite, diorite; 11 — plagiogranite, plagiogranite-porphry; 12 — Uchkuduk sedimentary-volcanogenic complex (amphibolite, schist, dolomite, chert, quartzite); 13 — Uchkudukttau ultrabasite gabbro complex (serpentinite, gabbro); 14 — geological boundaries; 15 — tectonic boundaries.



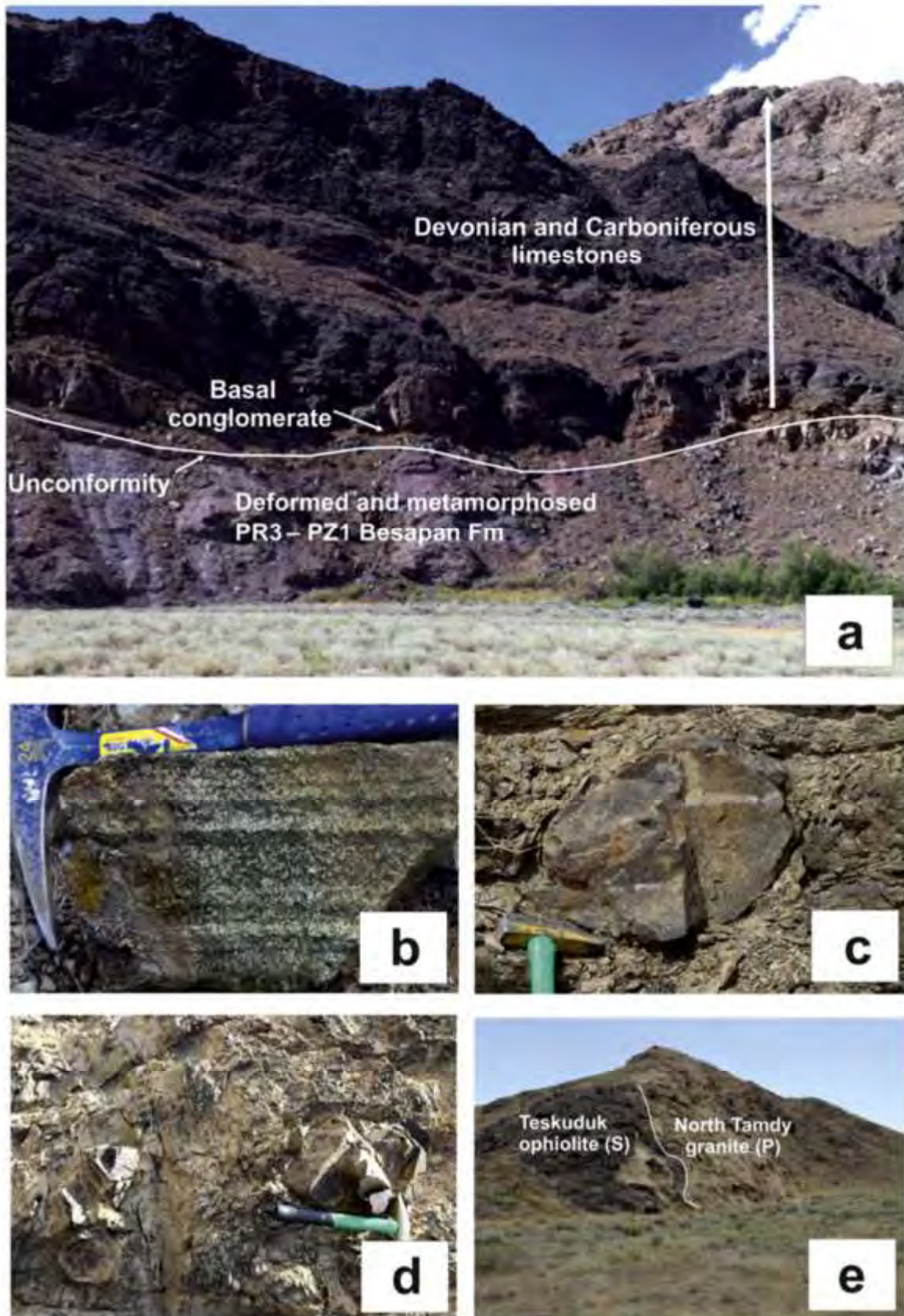


Fig. 4.5. Field photographs of granitoids from the Kyzylkum-Nurata Segment: a) Outcrop photograph illustrating Devonian to Carboniferous limestones unconformably with

basal conglomerates overlying the deformed Neoproterozoic to Early Paleozoic metasediments of the Besapan Formation in the Tamdytau Mountains, northern Kyzylkum; b) Layered gabbro from the Silurian Teskuduk ophiolite complex of the South Tien Shan, Tamdytau Mountains, northern Kyzylkum; c) Outcrop photographs of the Middle–Late Carboniferous turbidites with olistolites of various rocks (c) and pillow basalts (d) comprising deep-sea trench mixtite complexes of the Tamdytau Mountains, northern Kyzylkum; e) Outcrop photograph of the Early Permian post-collisional North Tamdy granite crosscutting mafic rocks of Silurian Teskuduk ophiolite complex, South Tien Shan, Tamdytau Mountains, northern Kyzylkum.

During the late Paleozoic collision large nappes of Devonian and Carboniferous limestones have been formed in the Kyzylikum Segment of South Tien Shan. These nappes were overthrust to the south onto deformed and metamorphosed rocks of the Neoproterozoic – early Paleozoic (Caledonian) basement. (Sabdyushev and Usmanov, 1971). However, in some areas in Aristantau and Tamdytau mountains late Paleozoic carbonates overlying the deformed lower Paleozoic basements are almost not affected by thrusting. Photograph of late Paleozoic carbonates, unconformably with basal conglomerates overlying the Neoproterozoic – early Paleozoic metasediments of the Besapan formations in Tamdytau mountains, is shown in Fig. 4.5.

The large nappes in the northern Kyzylkum Desert also include fragments of ophiolites (Mukhin, 1976; Mukhin and Karimov, 1989; Mukhin et al., 1985, 1988, 1989, 1991). A gabbro associated with an ophiolite from the Tamdy Mountains was sampled for this study (sample T6-020). Detailed map of the Teskuduk ophiolite, composed of variably metamorphosed peridotites, gabbroids and plagiogranites, with sampling site of sample T6-020, is shown in Fig. 4.4. Photograph of layered gabbro from the Teskuduk ophiolite is shown in Fig. 4.5. b. In the southern part of the Kyzylkum Desert the ophiolite bodies are associated with the North Nurata fault, a part of the Southern Tien Shan Suture (Nurtaev et al., 2013). Metagabbro from an ophiolite of the Northern Nurata Range was recently dated at 448 Ma (Mirkamalov et al., 2012).

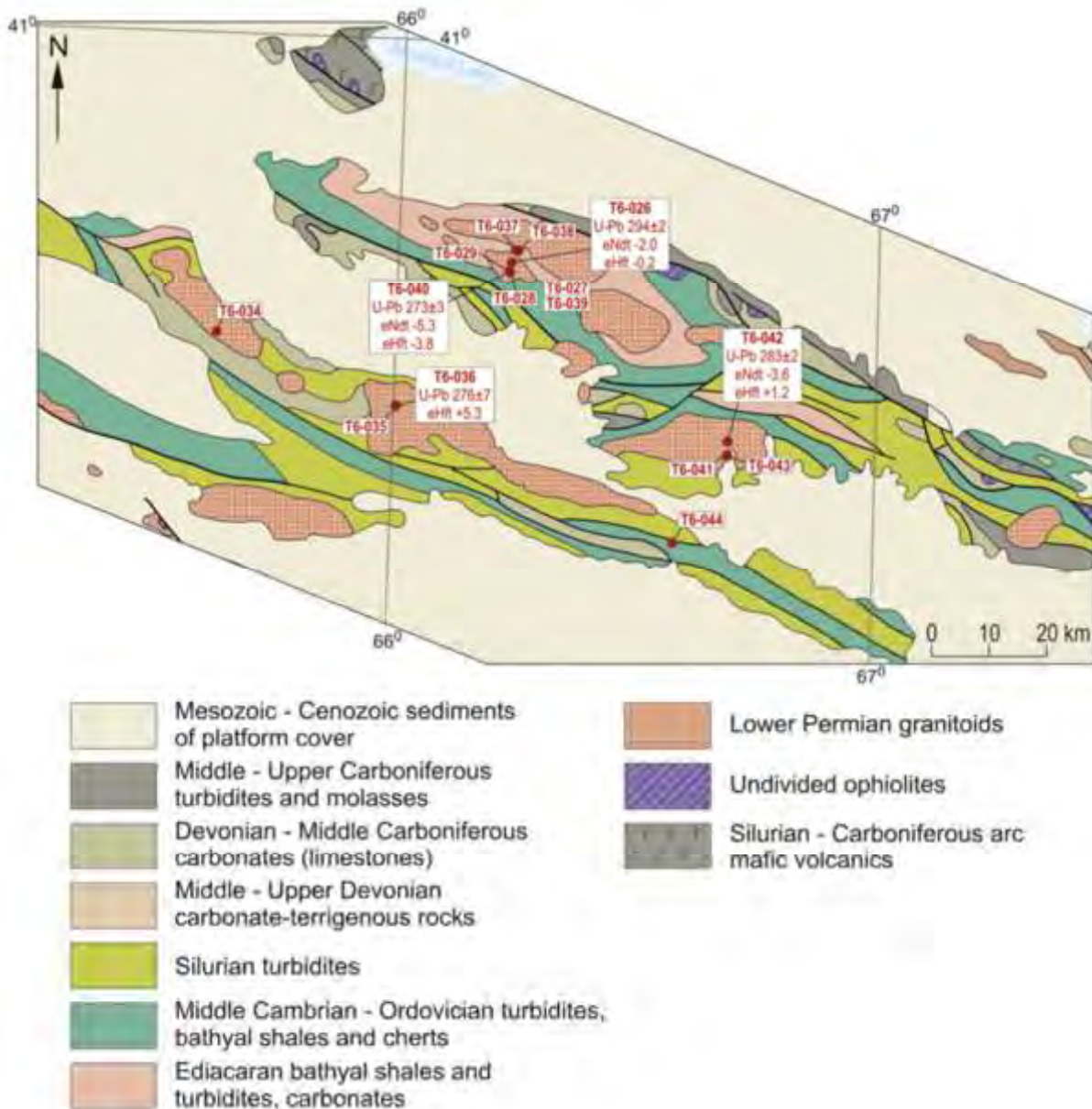


Fig. 4.6. Geological map of sample locations in the Nurata Segment. For key samples, U-Pb age and Hf-Nd isotope data are indicated.

The South Tien Shan terrane developed as a passive margin from Neoproterozoic times without pronounced magmatic activity until the Late Paleozoic collision (Rahmarullaev, 1992; (Mirkamalov et al., 2012; Seltsmann et al., 2011). In its western part, in the Sangruntau - Bukantau Mountains of the Kyzylkum Desert, several occurrences of acid to intermediate volcanic rocks are mapped as Middle Carboniferous (Mukhin and Karimov, 1989; Mukhin et al., 1991; Ahmedov, 1978, 1985, 2000). These volcanics of predominantly basaltic composition are widespread in Sangruntau and Bukantau mountains, which allowed several authors to



propose a south dipping subduction zone (e.g. Mirkamalov et al., 2010, 2013, 2014, 2018). However, our field observations have shown that the basalts are found within a mixtite complex where they sit in flysch matrix of presumably early Carboniferous age together with olistolites of upper Paleozoic limestones, ophiolites and other rocks. In our point of view this mixtite complex formed in a trench setting and was later overthrust to the south together with ophiolites during the late Paleozoic collision. Photographs of late Carboniferous flyschoid sediments with olistolites of pillow basalts and other rocks in Tamdytau mountains are shown in Fig. 4.5. c, d.

After the collision the whole region was affected by diverse but predominantly granitoid Early Permian post-collisional magmatism (Savchuk et al., 1991). Early Permian granites crosscut all Paleozoic formations of the South Tien Shan. Crosscutting relationships of postcollisional granites of the North Tamdy massif with the Silurian Teskuduk ophiolite are by photograph photograph shown in Fig. 4.5. f. Voluminous post-collisional intrusions occupy about 70 % of territory on the pre-Mesozoic erosion surface and include geochemically contrasting I-, S- and A-type granites, as well as subordinate nepheline syenites and pipes of mafic rocks (Izokh, 1975; Ahmedov, 1997, 2000; Dalimov and Ganiev, 2010; Seltmann et al., 2011 and references therein). The mafic pipes include the diamondiferous absarokite-picrite Karashoho pipe in the northern Kyzylkum Desert (Golovko and Kaminsky, 2010). Because only xenogenic zircon grains were recovered from the mafic rock of the Karashoho pipe (Seltmann et al., 2011), a ca. 10-15 m wide granite dike cross-cutting mafic rocks was sampled in order to constrain the age of the pipe (sample T6-016). In order to enhance preliminary results of geochronological and geochemical studies of granitoid complexes reported by Konopelko et al. (2011), Seltmann et al. (2011) and Kempe et al. (2015), 27 post-collisional intrusions (with assigned Permian geological age or Permian age dated) were additionally sampled in the course of this work (Table B4). The sampled post-collisional intrusions, from north to south, include the Bokaly tonalite-trondhjemite intrusion in the northern Bukantau Mountains and the Altyntau, Sautbai and Turbai intrusions in the southern Bukantau Mountains (Table B4, Fig. 4.3.). The Altyntau granite was a source of uranium for the super-large Uchkuduk deposit located south of the Bukantau Mountains (Seltmann et al., 2015). The Adzhikty and the Teskuduk area (North Tamdy) granites, sampled in the Tamdytau Mountains, represent the granite outcrops closest to the super-large Muruntau gold deposit (Bertman, 1975, 1976, 1990; Mirkhodjaev et al., 1972, 1977, 1979; Pak, 1990, 1991, 1994; Ushakov,

1991, 1997, 1999). The Auminzatau intrusion sampled in the Auminzatau Mountains represents the closest outcropped granite adjacent to the gold deposits located in this area. (Golovanov, 2001; Dalimov and Ganiev, 2010; Kotov and Poritskaya, 1990, 1991; Kempe et al., 2016). Magmatic rocks sampled further south in the Kuldjuktai Mountains represent the mafic Taskazgan intrusion, the alkaline syenites of the Kyngir intrusion and the granites from the Shuruk and Tozbulak intrusions. Granitoids of the North Nuratau range are discussed in detail in section 4.7. utilising the Koshrabad massif and related Zarmitan gold deposit as a case study (Konopelko et al., 2011). In addition, we sampled the I-type Madavat intrusion (Kattaich complex), the S-type Temirkobuk intrusion (Shurak complex) and the A-type Koshrabad intrusion hosting the large Zarmitan gold deposit (Konopelko et al., 2011 and references therein). Finally, the Aktau and Zarkainar-Nurata intrusions represent the granites of the Southern Nurata Range.

#### **4.2.3. Gissar Segment of the South Tien Shan**

The Gissar Segment of the South Tien Shan, including Paleozoic formations cropping out in the Gissar, Zeravshan and Turkestan Ranges, is located east of the Kyzylkum Segment (Figs. 4.1. и 4.7.): it is described by Konopelko et al. (2017). Both segments developed on the southern passive margin of the Turkestan Ocean during Late Silurian–Early Carboniferous times and were probably transected by the Neoproterozoic to Early Paleozoic Vashan basin. The closure of the Vashan basin formed the Zeravshan suture and the remnants of oceanic crust are preserved as the metabasalts of the Fan-Karategin belt (Biske, 1996). Both segments then developed as a northern passive margin of the Karakum continent. However, in Early Carboniferous times the Precambrian Karakum continent, the inferred basement of the Gissar Segment, experienced rifting that resulted in the opening of the Gissar basin, a rift transformed to a short-lived narrow oceanic basin that closed simultaneously with the Turkestan Ocean (Burtman, 1973, 1975, 1976, 2006, 2015).

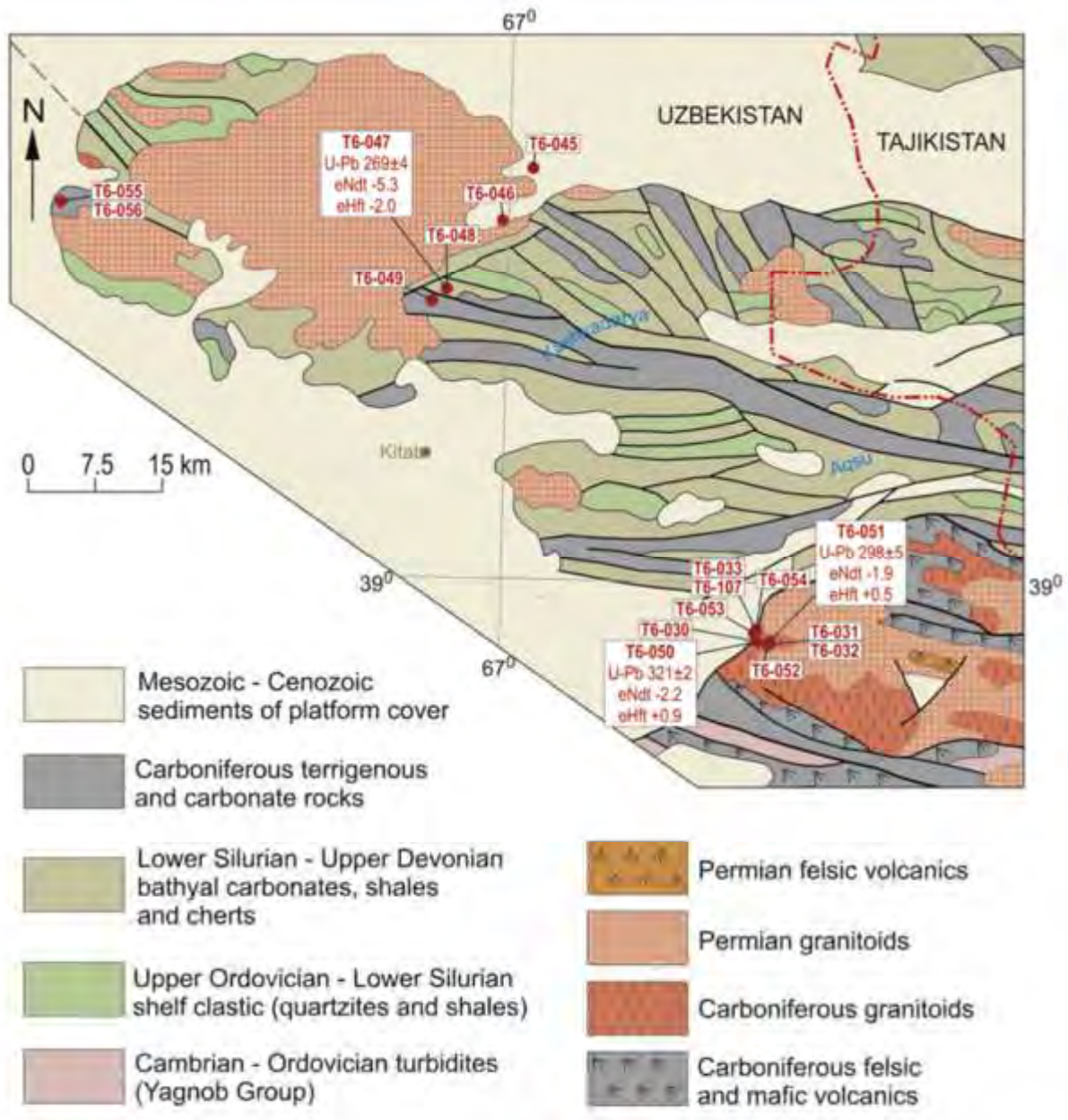


Fig. 4.7. Geological map of sample locations in the Gissar Segment. For key samples, U-Pb age and Hf-Nd isotope data are indicated.

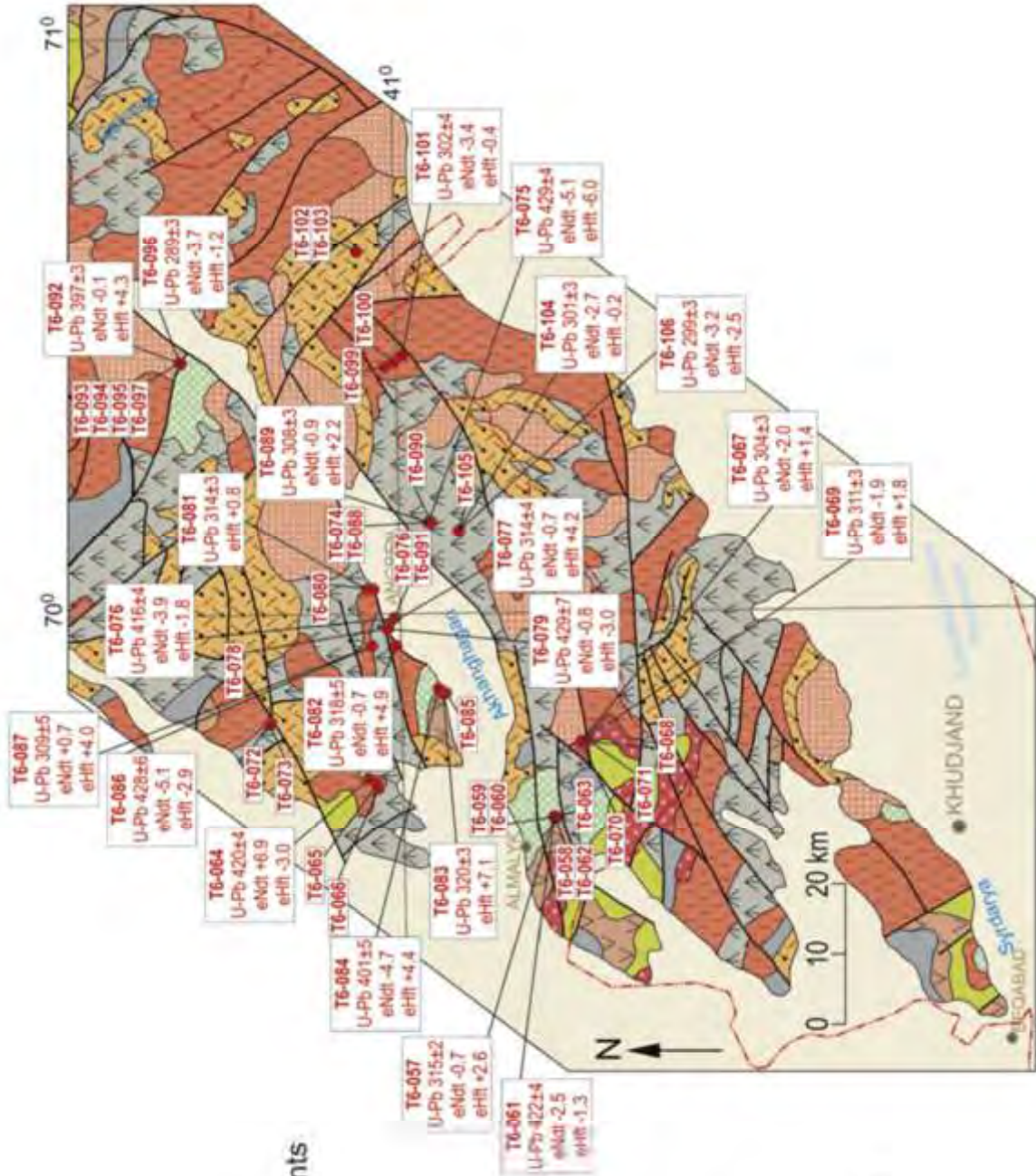
Despite its short life, the Gissar basin was associated with voluminous rift and subduction-related magmatism, including thick Carboniferous (Serpukhovian – Kasimovian) volcanic piles and the large Gissar batholith, with subduction to the north suggested by remnants of oceanic crust preserved in the Gissar suture zone. After the Late Carboniferous collision the whole region was affected by the Early Permian post-collisional magmatism. The magmatic rocks sampled in the course of this study include 1) sample T6-050 representing the

granite co-magmatic with surrounding volcanic rocks of the Gissar rift, 2) four samples of the granites from the western termination of the Gissar batholith and 3) eight samples of granites from the large post-collisional Karatyube intrusion.

#### **4.2.4. Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan**

The Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan is located to the north of the Gissar Segment of the South Tien Shan. The transect through the Gissar Segment and the Chatkal-Kurama terrane comprises a well-preserved section through the southern passive and northern active margins of the Turkestan Ocean (Fig. 4.8.). Detailed description of the Chatkal-Kurama terrane in Tajikistan is given by Konopelko et al. (2017). The oldest rocks comprise Ordovician–Silurian deep-sea and continental-slope sediments and volcanic rocks forming relatively small outcrops of “Caledonian basement” (e.g., Mamadjanov, 2004, 2011). Alexeiev et al. (2016) showed that the Middle–Late Ordovician series of the Chatkal Range formed in an arc setting. The arc was accreted to the north in Late Ordovician times and turned into a southern active margin of the Paleo-Kazakhstan in Silurian–Early Devonian times, resulting in generation of thick Late Silurian–Early Devonian subduction-related volcanic piles. Two granite intrusions associated with Early Devonian volcanic rocks were recently dated at  $416 \pm 9$  and  $414 \pm 6$  Ma (Seltmann et al., 2011; Mirkamalov et al., 2012). In Middle Devonian–Early Carboniferous times most of the Chatkal-Kurama terrane was covered by ca. 2500 m thick carbonates with subordinate red-bed clastic sediments indicating cessation of subduction and a switch to a passive margin environment (for reasons that are unclear). The evidence of Middle Devonian uplift and erosion followed by subsequent formation of carbonate platforms is well preserved in the Chatkal-Kurama terrane.





- Mesozoic - Cenozoic sediments of platform cover
- Upper Devonian - Lower Carboniferous carbonates
- Lower Silurian turbidites
- Permian felsic volcanics
- Permian granitoids
- Carboniferous granitoids
- Carboniferous diorites
- Carboniferous arc volcanics
- Devonian granitoids
- Devonian arc volcanics

Fig. 4.8. Geological map of sample locations in the Chatkal-Kurama terrane. For key samples, U-Pb age and Hf-Nd isotope data are indicated.

The oldest sediments unconformably overlying the Early Devonian magmatic rocks have Middle Devonian (Givetian) biostratigraphic ages (Ahmedov, 2000). At the end of the Early Carboniferous subduction resumed and voluminous Andean-type intrusions and volcanic piles were formed, now occupying more than 80 % of the territory at the present erosion surface of the Chatkal-Kurama terrane (Fig. 4.8.). The supra-subduction series comprise the large Karamazar batholith as well as a number of smaller intrusions including the Almalyk, Sarycheku and Kyzylalmasai stocks hosting the world-class porphyry and quartz vein Cu-Au deposits (Golovanov et al., 1974, 1988, 1989, 1991, 1997; Seltmann et al., 2014, 2015). Relatively well preserved stratovolcanoes host epithermal gold deposits at Kochbulak and Kauldy (Golovanov, 1976, 1978, 2001; Golovanov et al., 2005; Seltmann et al., 2014, 2015). After the Late Carboniferous collision, voluminous post-collisional magmatism continued in Early Permian times (Dalimov and Ganiev, 2010). The post-collisional magmatic complexes have distinct shoshonitic affinities indicating origin from a metasomatised mantle (Mamadjanov, 2004; Konopelko et al., 2017). Several subduction-related and post-collisional intrusions and volcanic suites have yielded ages in the range 273-293 Ma (Seltmann et al., 2011; Konopelko et al., 2017).

Our sampling was aimed at establishing the nature of basement, distinguishing between Devonian and Carboniferous magmatic rocks and constraining the timing of both magmatic pulses. Dating magmatic rocks associated with major ore deposits was undertaken to establish the metallogenic potential of the Devonian and Carboniferous episodes of subduction. In general, sampling was focused on two areas: the Chatkal Range on the right bank of the Angren River and the Kurama Range on the left bank (Table B4, Fig. 4.8.). Detailed description of samples is given in Table B4, using the names of intrusions and/or ore deposits accepted in the literature (Ahmedov, 2000). However, because Devonian and Carboniferous magmatic rocks have similar compositions and are difficult to distinguish in the field and on existing maps, samples from the same intrusion or deposit area may belong to different age groups (Table B4). In the Kurama Range 12 samples were collected inside or close to open pits of two large porphyry-copper deposits (Kal'makyr and Sarycheku) and along the Karakiya

river nearby (the Karasai intrusion). Volcanic rocks of the Middle–Late Carboniferous Nadak suite (Ahmedov, 2000), hosting an epithermal gold deposit, were sampled at Kochbulak. Other rocks collected in the Kurama Range include granitoids of the Chadak and Aktepe intrusions. Finally, granitoids shown on geological maps as Early Devonian were sampled from the Bashkzylsai intrusion. In the Chatkal Range five samples were collected in the area of the large Kyzylalmasai quartz-vein gold deposit. 15 samples represent undivided Devonian–Carboniferous granitoids of the Karabash, Manichukut, Akcha, Karabau, Akchasai, Nausalysai and Pirmirab intrusions. The Arashan intrusive complex, shown on some maps as Permo-Triassic (e.g. Ahmedov, 2000), is represented by three samples.

#### **4.2.5. Comparative characteristics of Paleozoic sedimentary sections and magmatism of studied terranes**

A synopsis of the stratigraphic diagrams characterising the studied regions (Chatkal-Kurama, Sultan-Uvais, Kyzylkum, Nurata and Gissar) showing rock assemblages, dated rocks and tectonic events is given in Figure 4.9. Comparative characteristics of Paleozoic sedimentary sections and magmatism of the studied areas was used for geodynamic models, which reconstruct the Paleozoic history of the western Tien Shan in section 4.6.

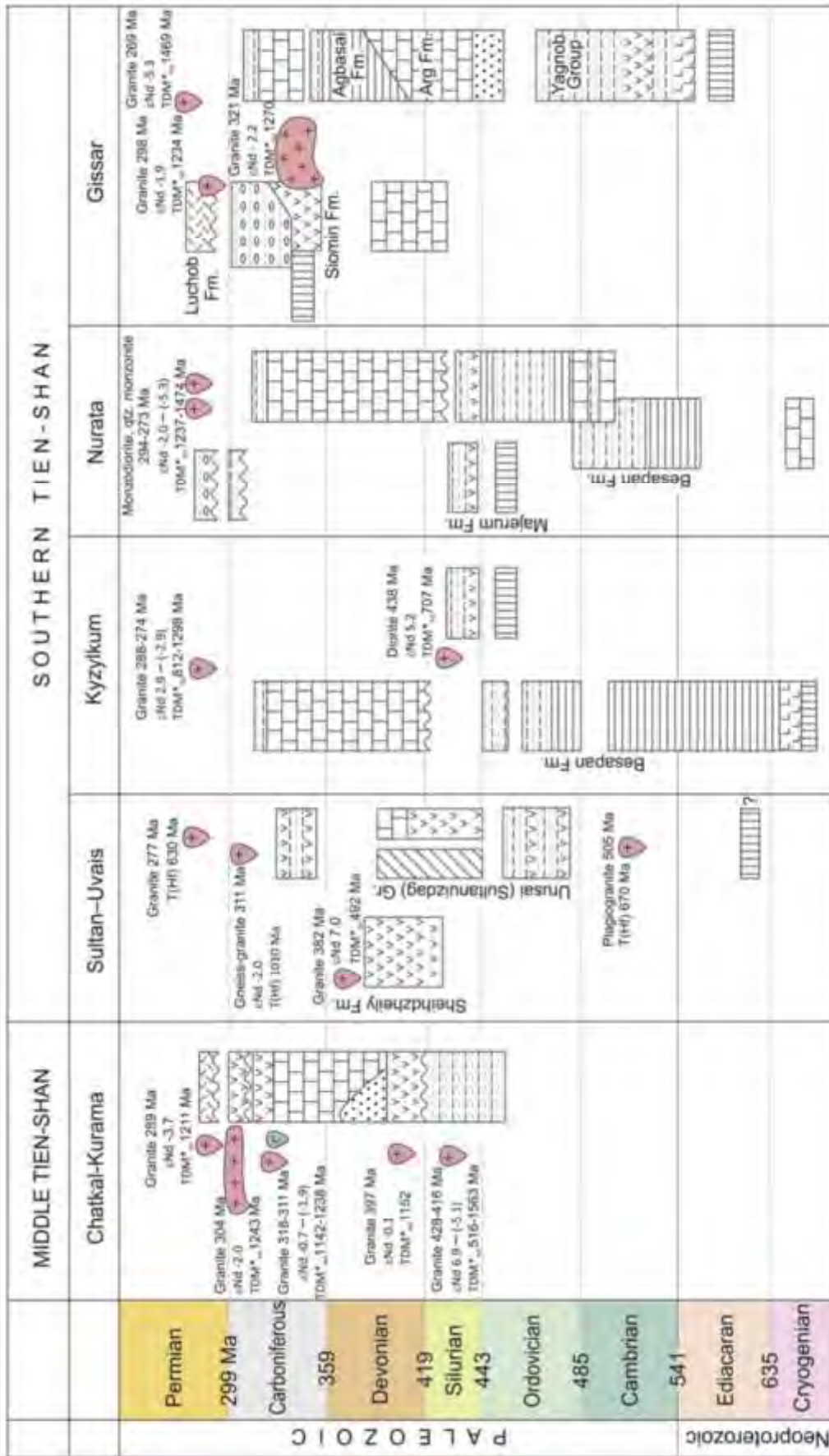


Fig. 4.9. Stratigraphic diagram of the Chatkal-Kurama, Sultan-Uvais, Kyzylkum, Nurata and Gissar areas showing rock assemblages, dated rocks and tectonic events (after Dolgopolova et al. (2017)).

### **4.3. Methods and results of investigation of granitoids from western Uzbekistan**

#### **4.3.1. Petrography**

For all 100 granitoid samples included in this paper, polished thin sections were prepared and studied in transmitted and reflected light, with special attention to their mineralogy, texture, alteration and modal analyses. All sampled rocks are classified as igneous granitoids according to their predominant mineralogy. In compositional terms, they vary from granites to gabbro. Full petrographic description, including accessory minerals of all 100 samples can be found in the Appendix 1. Appendix 2 shows a compilation of photographs of polished thin sections of the 39 “key” samples (photographs of typical textures in Appendix 6) that we selected for age dating and isotopic analyses. The rocks were classified based on quantitative analysis of their mineral compositions in thin sections, and the suggested rock names are summarized in B4 (Appendix B). Photographs of sampled outcrops, samples and thin sections from two samples of Bokaly and Altyntau intrusions, which illustrate the methods of the field work, are shown in Fig. 4.10.

#### **4.3.2. Geochemistry**

Major and trace elements in whole rock samples were analysed in Alex Stewart Assayers, OMAC Laboratories in Ireland. Analytical procedures were described by Dolgopolova et al. (2017). Analytical results are given in Tables B4 and B5 (Appendix B).



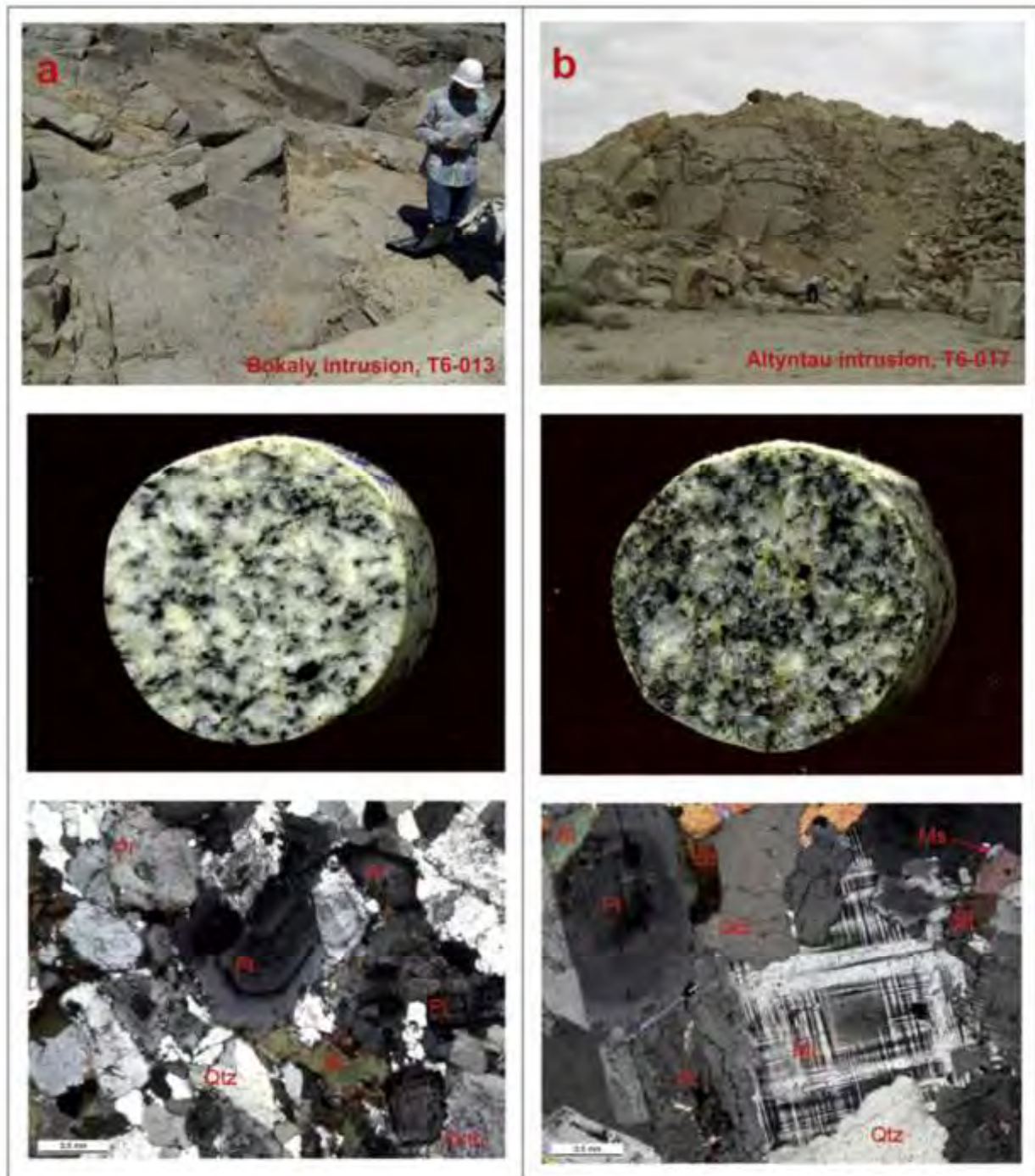


Fig. 4.10. Field and thin section photographs of granitoids from the Kyzylkum-Nurata Segment: a) tonalite, Bukantau Mountains, Bokaly intrusion, sample T6-013; b) Granodiorite, Altyntau intrusion, sample T6-017. Drill core diameter 25 mm.

### Sultan-Uvais

The cataclastic plagiogranites from the Kakhralysai intrusion (sample T6-009) and from the Sheihdzheily intrusion (sample T6-007) are classified as granite and granodiorite, respectively, utilizing the TAS diagram (Fig. 4.11. a). They are slightly peraluminous with ASI values between 1.04 and 1.06 (Fig. 4.11. b) and plot in the calcic field of the  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram and in the Low-K series field in a  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram (Figs. 4.11. c, d).

One sample T6-005 of gabbro from the Tebinbulak intrusion and two granitoid samples T6-006 and T6-008 from the Tebinbulak and the Dzhmansai intrusions plot in the fields of gabbro and quartz monzonites in the TAS diagram, respectively, (Fig. 4.11. a). Both granitoid samples from the Tebinbulak and the Dzhmansai intrusions plot in the fields of alkalic series on a classification diagram  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , and in the fields of Medium-K and Shoshonitic series, respectively, on a diagram  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Figs. 4.11. c, d). Quartz monzonite from the Dzhmansai intrusion and gabbro from the Tebinbulak intrusion are metaluminous while altered anorthosite from the Tebinbulak intrusion is strongly peraluminous with ASI value of 1.34 (Fig. 4.11. b). The REE patterns are characterized by moderate LREE-enrichments  $[(\text{La}/\text{Yb})_N 9.29-14.48]$ .

Both samples from the Istemes orthogneiss (T6-003 (311 Ma) and T6-004) are classified as granodiorites utilizing the TAS diagram (Fig. 4.11. a). They are moderately peraluminous with ASI values between 1.06 and 1.15 (Fig. 4.11. b) and plot in the fields of calc-alkalic and calcic series on a classification diagram  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , and in the field of Medium-K and Shoshonitic series on a diagram  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Figs. 4.11. c, d).

Both samples from the Aktau intrusion (T6-001 (277 Ma) and T6-002) are classified as granodiorites utilizing the TAS diagram (Fig. 4.11. a). They are moderately peraluminous with ASI values between 1.02 and 1.07 (Fig. 4.11. b) and plot in the fields of alkalic and alkali-calic series on a classification diagram  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , and in the field of Medium-K series on a diagram  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Figs. 4.11. c, d). The REE patterns are characterized by moderate LREE-enrichments  $[(\text{La}/\text{Yb})_N 15.92-18.65]$  without noticeable Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.84-11.4$ ) (Fig. 4.12.).

In general, all rocks from the Sultan-Uvais Range have significantly more primitive trace element compositions compared to samples from other investigated terranes. They are relatively depleted in REE with only moderate LREE-enrichments and relatively flat HREE  $[(\text{La}/\text{Yb})_N 0.97 - 18.65$  and  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N 0.75 - 3.20]$  without noticeable Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.84 - 1.23$ ) with exception of the Kakhralysai plagiogranite which has negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.58$ ) and the Tebinbulak anorthosite which has strong positive Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 6.58$ ) indicating that the latter probably represents a feldspar cumulate. On the primitive mantle-normalized multi-cationic diagram the rocks from the Sultan-Uvais Range have gently right-dipping patterns with moderate variable enrichments in LILE and distinct negative anomalies for HFSE such as Nb and Ti (Fig. 4.12.).



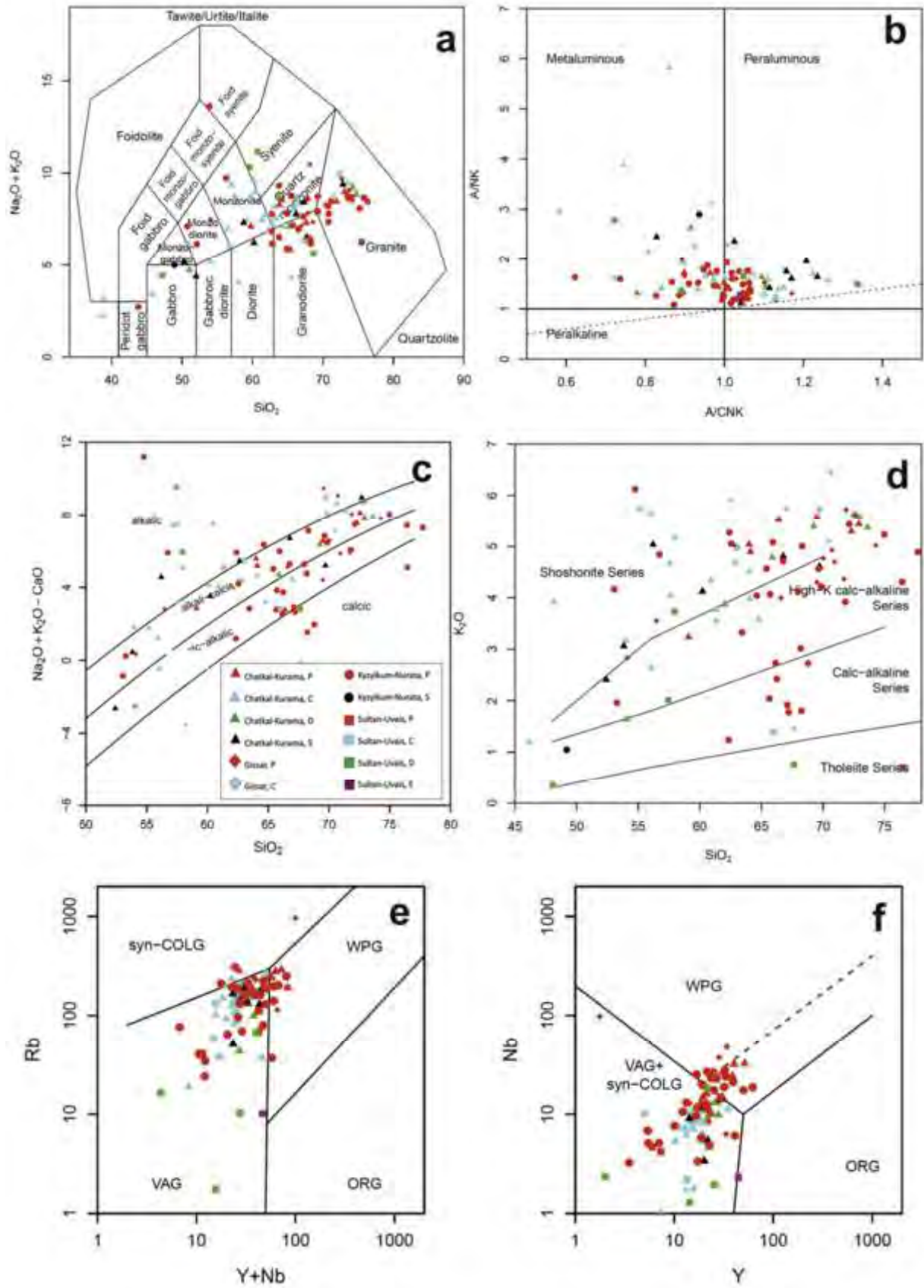


Fig. 4.11. Magmatic rocks from the western Tien Shan plotted in classification and discrimination diagrams: a)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt.% (TAS) diagram, fields after Middlemost (1994); b) ANK vs. ACNK diagram,  $\text{ANK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  mol.,  $\text{ACNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  mol.; c)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt.% diagram, fields after Frost and Frost (2008); d)  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt.% diagram, fields after Le Maitre et al. (1989); Rb vs.  $(\text{Y} + \text{Nb})$  diagram (e) and Nb vs. Y diagram (f) after Pearce et al. (1984) and Pearce, 1996.

### **Kyzylkum Segment of the South Tien Shan**

The majority of analysed samples from the Kyzylkum Segment have granitoid compositions with  $\text{SiO}_2$  contents in the range 62 – 75 wt. % and plot in the fields of granodiorite, quartz monzonite and granite on the TAS diagram. The mafic rocks associated with the Taskazgan, Tozbulak, Madavat, Koshrabad and Teskuduk ophiolite intrusions plot in the fields of gabbro, monzogabbro and monzodiorite (Fig. 4.11. a). The rocks from the I-type Madavat and A-type Koshrabad intrusions are distinctly metaluminous. Approximately half of the other samples are moderately peraluminous with ASI values up to 1.08 (Fig. 4.11. b). Most of the analysed rocks plot in the fields of Shoshonitic and High-K series on a diagram  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  and in the fields of alkalic and alkali-calcic series on a classification diagram  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig. 4.11. c). The only exceptions are represented by the Turbai and Bokaly granites from the Bukantau Mountains, the Teskuduk ophiolite-related gabbro from the Tamdy Mountains and by the I-type granites from the Nurata Range which plot in the field of Medium-K series and in the fields of calc-alkalic and calcic series (Fig. 4.11. d).

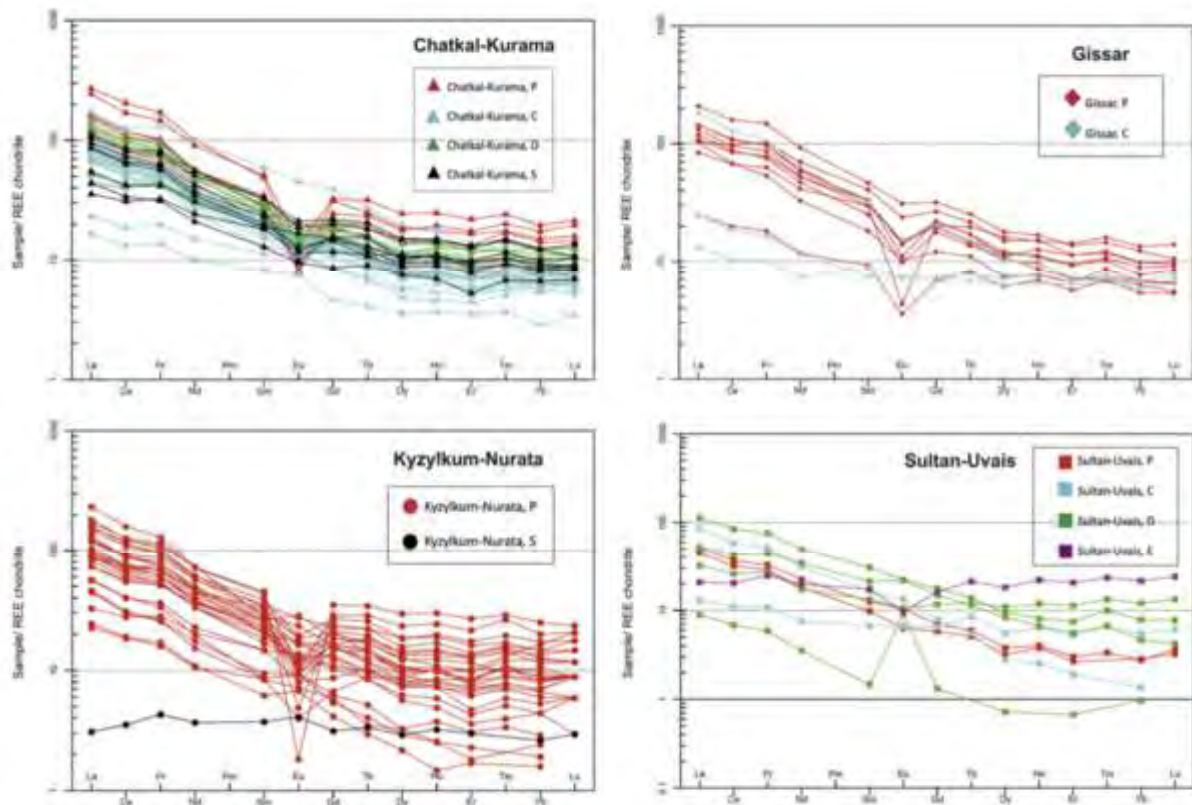


Fig. 4.12. Chondrite-normalized REE patterns of granitoids from the western Tien Shan, Uzbekistan. Normalization values are after Nakamura (1974).

The REE and trace elements patterns of magmatic rocks from the Kyzylkum Segment reflect the diverse character of granitoids in this area and include samples significantly enriched in LILE and REE, compared to rocks from other studied areas (Figs. 4.12., 4.13.). The most primitive rock from all studied areas, represented by gabbro of the Teskuduk ophiolite (sample T6-020), is also found in the Kyzylkum Segment. This sample has almost chondritic concentrations of REE, a flat REE pattern  $[(La/Yb)_N 1.18 \text{ and } (Gd/Yb)_N 1.19]$  and demonstrates only moderate enrichment in LILE on a primitive mantle-normalized multi-cationic diagram (Figs. 4.12., 4.13.).

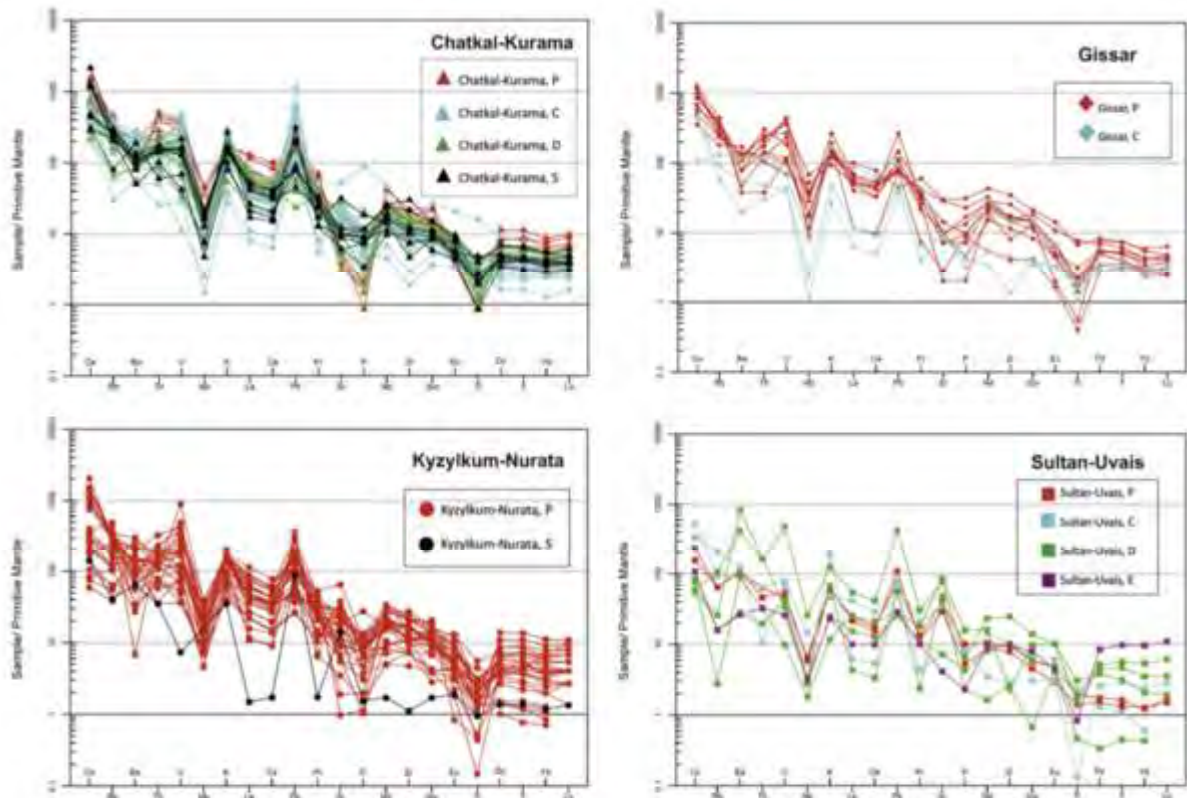


Fig. 4.13. Primitive mantle-normalized trace element abundances of granitoids from the western Tien Shan, Uzbekistan. Normalization values are after Sun and McDonough (1989).

Interestingly, the four other most primitive samples from the Kyzylkum Segment comprise three samples of tonalites from the Bokaly intrusion and one plagiogranite from the Shuruk intrusion. Similar to Teskuduk gabbro, these plagiogranites also have almost chondritic concentrations of HREE and relatively flat HREE patterns  $[(\text{Gd}/\text{Yb})_N 2.17 - 3.08]$ . However, compared to Teskuduk gabbro, they are moderately enriched in LREE  $[(\text{La}/\text{Yb})_N 15.43 - 23.71]$  with weak positive Eu anomalies  $(\text{Eu}/\text{Eu}^* 1.01 - 1.37)$ . Similar to Teskuduk ophiolite, the plagiogranites show only moderate enrichment in LILE and negative anomalies of HFSE on a primitive mantle-normalized multi-cationic diagram. Similar REE and trace elements patterns are characteristic for the only analysed gabbro sample from the large Taskazgan (Beltau) mafic intrusion of the Kuldjuktai Mountains. These samples comprise the most primitive rocks of the whole Kyzylkum Segment (Figs. 4.12., 4.13.).

Other mafic rocks from the Koshrabad and Madavat intrusions of the northern Nurata Range and from the Tozbulak intrusion of Kuldjuktai Mountains are relatively enriched in LREE and LILE and their REE and trace elements patterns are similar to other granitoids of the Kyzylkum Segment characterized by fractionated REE patterns  $[(\text{La}/\text{Yb})_N 7.0 - 20.0$  and  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N 1.5 - 2.5]$  with negative Eu anomalies  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*$  up to 0.6) and by right-dipping trace element patterns showing relative

enrichment in LILE and negative HFSE anomalies (Figs. 4.12., 4.13.). Finally, several samples of evolved leucogranites from the Kyzylkum Segment are strongly enriched in REE and LILE and have fractionated REE patterns [(La/Yb)<sub>N</sub> up to 30.0 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> up to 2.5] with strong negative Eu anomalies (Eu/Eu\* up to 0.1) and right-dipping trace element patterns with strong relative enrichment in LILE and distinct negative HFSE anomalies (Figs. 4.12., 4.13.). Other mafic rocks from the Koshrabad and Madavat intrusions of the northern Nurata Range and from the Tozbulak intrusion of Kuldjuktai Mountains are relatively enriched in LREE and LILE and their REE and trace elements patterns are similar to other granitoids of the Kyzylkum Segment characterized by fractionated REE patterns [(La/Yb)<sub>N</sub> 7.0 - 20.0 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.5 – 2.5] with negative Eu anomalies (Eu/Eu\* up to 0.6) and by right-dipping trace element patterns showing relative enrichment in LILE and negative HFSE anomalies (Figs. 4.12., 4.13.). Other mafic rocks from the Koshrabad and Madavat intrusions of the northern Nurata Range and from the Tozbulak intrusion of Kuldjuktai Mountains are relatively enriched in LREE and LILE and their REE and trace elements patterns are similar to other granitoids of the Kyzylkum Segment characterized by fractionated REE patterns [(La/Yb)<sub>N</sub> 7.0 - 20.0 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.5 – 2.5] with negative Eu anomalies (Eu/Eu\* up to 0.6) and by right-dipping trace element patterns showing relative enrichment in LILE and negative HFSE anomalies (Figs. 4.12., 4.13.). Finally, several samples of evolved leucogranites from the Kyzylkum Segment are strongly enriched in REE and LILE and have fractionated REE patterns [(La/Yb)<sub>N</sub> up to 30.0 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> up to 2.5] with strong negative Eu anomalies (Eu/Eu\* up to 0.1) and right-dipping trace element patterns with strong relative enrichment in LILE and distinct negative HFSE anomalies (Figs. 4.12., 4.13.). Finally, several samples of evolved leucogranites from the Kyzylkum Segment are strongly enriched in REE and LILE and have fractionated REE patterns [(La/Yb)<sub>N</sub> up to 30.0 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> up to 2.5] with strong negative Eu anomalies (Eu/Eu\* up to 0.1) and right-dipping trace element patterns with strong relative enrichment in LILE and distinct negative HFSE anomalies (Figs. 4.12., 4.13.).

### **Gissar Segment of the South Tien Shan**

The analysed samples from the Gissar Segment have SiO<sub>2</sub> contents in the range 54–74 wt. %. Two samples (T6-053 and T6-054) representing the plagiogranites comagmatic with surrounding Carboniferous volcanic rocks plot in the fields of diorite and granodiorite on the TAS diagram and in the field of calcic series on the diagram (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub>, and close to the boundary between the fields of the Low- and Medium-K series on the diagram K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Fig. 4.11. d). However the only geochronologically investigated Carboniferous leucogranite with an age of 321 Ma is enriched in K<sub>2</sub>O and plots together with other analysed granitoids in the fields of granodiorite and granite on the TAS diagram and in the fields of alkalic and alkali-calcic series on the diagram (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub> and in the fields of the High-K and Shoshonitic series on the diagram K<sub>2</sub>O

vs. SiO<sub>2</sub> (Figs. 4.11. a, c, d). Most of the analysed rocks plot close to the boundary between the metaluminous and peraluminous series (Fig. 4.11. b). The two samples (T6-053 and T6-054) of the granitoids which are thought to be co-magmatic with surrounding Carboniferous volcanic rocks have similar REE and trace element signatures with relatively flat REE patterns with only little enrichment in LREE [(La/Yb)<sub>N</sub> 1.97 - 4.38 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.09 – 1.16] and without noticeable Eu anomalies (Eu/Eu\* 0.92 – 1.01). The primitive mantle-normalized multi-cationic diagram patterns for these rocks show moderate enrichment in LILE including Rb, Th, K and distinct negative anomalies for HFSE such as Nb and Ti (Fig. 4.11.). However, the only geochronologically dated Carboniferous granite (sample T6-050) is enriched in REE and LILE and demonstrates patterns similar to Early Permian Karatyube granites described below.

Granite sample T6-046 from the large Karatyube pluton, classified as shoshonitic and alkaline similar to other Permian Karatyube granites, is, in contrast, relatively depleted in REE and has REE and trace elements patterns similar to granitoids of inferred carboniferous age (Fig. 4.12.). Four samples of granites from the Karatyube pluton have REE and trace elements patterns typical for arc-related magmas and demonstrate fractionated REE patterns enriched in LREE [(La/Yb)<sub>N</sub> 6.28 – 26.86 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.50 – 4.07] with variably negative Eu anomalies (Eu/Eu\* 0.18 – 0.80) and strong enrichment in LILE including Rb, Ba, Th, K and variably negative anomalies for HFSE such as Nb, Ti on the primitive mantle-normalized multi-cationic diagrams (Fig. 4.12. and 4.13.).

### **Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan**

The analysed samples of intrusive and volcanic rocks from the Chatkal-Kurama terrane comprise a wide spectrum of compositions with SiO<sub>2</sub> contents in the range 39 – 73 wt. % (Fig. 4.11., Table B4). The acid and intermediate rocks predominate, while the basic rocks are represented by several relatively small subvolcanic bodies sampled within the Jusaly-Aktepe, Akcha and Karabash intrusions and in the Sarycheku and Kal'makyr open pit areas. Despite significant variation in SiO<sub>2</sub> contents and ages, the analysed magmatic rocks are relatively uniform geochemically and comprise a distinct K-rich series. They generally plot into the field of the subalkaline series comprising a trend in the fields of gabbro – monzogabbro – monzodiorite – monzonite – quartz monzonite and granite on the TAS diagram (Fig. 4.11. a). The granitoid rocks are metaluminous or moderately peraluminous, however several samples of granitoid rocks are strongly peraluminous with ASI values above 1.2 (Fig. 4.11. b). As seen in Fig. 4.11. d, almost all analysed rocks exclusively plot in the fields of Shoshonitic and High-K series on a diagram K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> and in the fields of alkalic and alkali-calcic series on a classification diagram (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub>. The rocks have relatively low TiO<sub>2</sub> contents (less



than 1.0 wt. %) and high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (higher than 9 wt. %) typical for shoshonitic series (Morrison, 1980; Müller et al., 1992).

The REE patterns of most Silurian-Devonian and Carboniferous magmatic rocks from the Chatkal-Kuarama terrane are characterized by variable LREE-enrichments and relatively flat HREE [(La/Yb)<sub>N</sub> 3.81 – 17.01 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.18 – 2.24] with negative Eu anomalies (Eu/Eu\* 0.53 – 1.23). The Early Permian samples are more enriched in LREE and have more fractionated REE patterns [(La/Yb)<sub>N</sub> 8.93 – 12.29 and (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.41 – 2.24] with pronounced negative Eu anomalies (Eu/Eu\* 0.21 – 0.9) (Fig. 4.12.). Compared to granitoid samples, two mafic dikes from the Sarycheku open pit and from the Akcha intrusion (the latter was dated at 320±3 Ma) are relatively depleted in REE, and have less fractionated REE patterns with only moderate LREE-enrichments [(La/Yb)<sub>N</sub> – 1.08] and relatively flat HREE [(Gd/Yb)<sub>N</sub> 1.44 – 1.96] with weak positive Eu anomalies (Eu/Eu\* 1.15 – 1.23). The diabase (synonym: dolerite) dyke from the Jusaly-Aktepe intrusion has similar REE pattern but is strongly enriched in REE compared to all other samples (Fig. 4.12.). The primitive mantle-normalized multi-cationic diagram patterns of magmatic rocks from the Chatkal-Kuarama terrane show strong enrichment in LILE including Rb, Ba, Th and K typical for shoshonitic series (Morrison, 1980; Müller et al., 1992). All rocks show distinct negative anomalies of HFSE such as Nb and Ti. The felsic rocks of the series also show strong negative Sr and P spikes which are not characteristic for mafic rocks (Fig. 4.13.).

#### **4.3.3. U-Pb zircon SHRIMP dating**

Zircon grains from 39 samples were dated by the SHRIMP U-Pb method in VSEGEI, Saint Petersburg, Russia. Details of the analytical procedures and the raw data were published by Konopelko et al. (2006) and Dolgoplova et al. (2017). The results are summarized in Tables B4 and C7, where for comparison are given our previously published data (Seltmann et al., 2011) and data obtained by other authors. The obtained ages, which are interpreted as crystallization ages, are also shown in schematic geological maps given in Figs. 4.2. – 4.7., and are discussed in detail below.

#### **4.3.4. Whole-rock Sm-Nd, Rb-Sr, Pb and Hf-in-zircon isotopic geochemistry**

Thirty-three representative whole-rock samples were analysed for Sr, Nd and Pb isotope compositions at the University of British Columbia, Canada. The analytical data are reported in



Tables C8 and C9 and summarized in Table B4. Details of the analytical procedures were published by Dolgoplova et al. (2017).

Analytical data include  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values, calculated as per mil deviations from the contemporaneous model compositions of a chondritic uniform reservoir (CHUR) and Bulk Earth (BE), respectively. Table C8 also includes estimated ages for the extraction of the parent material: TDM from depleted mantle according to the one-stage crustal pre-history assumed by DePaolo (1988), TDM\* from depleted mantle according to the two-stage model of DePaolo et al. (1991), and TBE from a simple Bulk Earth model. Combining these results with Sm, Nd, Rb, and Sr concentration data from the geochemical analyses and U–Pb geochronological results, these have been used to calculate initial isotope compositions of the granites at the time of crystallization as a constraint on petrogenesis and as tracers for the crustal section through which each was emplaced. However, the Rb–Sr systems have been open during a long and complex history crustal history, and, as a result, many of the calculated initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are unrealistically low and unreliable. In these circumstances it is hard to have much confidence in these values even when they appear credible – the most reliable will be those for which the correction from measured values is fairly small, i.e., mostly the low Rb/Sr ratio samples. By filtering out the most doubtful data (corrections  $> 0.01$ , approx.) and plotting them in Nd–Sr<sub>i</sub> space allows a more realistic spread of data, mostly within the two opposite ‘depleted mantle’ and ‘enriched crust’ quadrants. Therefore, we report here Sm–Nd isotopic data for 32 samples but only 20 of these will be described and interpreted using their Rb–Sr isotopes and shown on plots that include Rb–Sr data and show results of Sr–Nd isotope analyses summarised in Table B8 and Figure 4.14. a.

The results of the Pb isotope analyses are given in Table C9. In Figures 4.15. a, b all samples are shown relative to the evolution curves of Zartman and Doe (1981). In order to assess sources of the granitic magmas, the initial Pb isotope composition of 32 granitoid samples from four terranes were calculated by assuming a closed system whole-rock Pb evolution and by calculating  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  ratios from the measured U, Th and Pb concentrations for correction of the present Pb isotope ratios for radiogenic Pb, accumulated in situ in the studied rocks.

Hf isotope analyses in zircon from 39 whole-rock samples were carried out at the Geochemical Analysis Unit of the GEMOC Key Centre in the Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Australia. Analytical procedures were described by Dolgoplova et al. (2017), and the summary of data is listed in Table C10. These analyses were performed on zircons grains dated previously by SHRIMP-II at VSEGEI, St Petersburg (7–13 grains in each sample were analysed). For the calculation of  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values, we have adopted the chondritic values of Blichert-Toft et al. (1997). To calculate model ages (TDM) based on a depleted-mantle source, we have adopted a model with a present-day  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  of 0.28325 equivalent to average MORB and  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$  (Griffin et

al. 2000).  $\epsilon\text{Hf}$  values and model ages used in the figures were calculated using a decay constant for  $^{176}\text{Lu}$  of  $1.865 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$  (Scherer et al., 2001). Single-stage  $T_{\text{DM}}$  ages of zircon, calculated using the measured  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , give a minimum age for the source material of the magma from which the zircon crystallised. We therefore also calculated a two-stage “crustal” model age for each zircon ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ), which assumes that its parental magma was produced from an average continental crust ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ) that originally was derived from depleted mantle. This is equivalent to the treatment of  $T_{\text{DM}}^*$  from the Sm-Nd data.

### **Sultan-Uvais**

One plagiogranite whole-rock sample from Sheihdzheily intrusion of the Sultan-Uvais terrane was analysed for Sr-Nd isotopes: its initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  is 0.7048 and  $\epsilon\text{Ndt}$  value of +7.0 (Fig. 18). Positive  $\epsilon\text{Ndt}$  and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indicate a major contribution from long-term lithophile element depleted sources such as the mantle or juvenile crustal rocks with only a short residence time before magma genesis (its Nd TDM\* is effectively indistinguishable from its Devonian crystallization age, Fig. 4.14.). These characteristics are consistent with its distinctive whole-rock geochemical signature that showed that this sample could be generated in the environment of a supra-subduction magmatic arc.

Lu-Hf isotopes were measured in zircons from granitoid samples representing four different age groups, yielding  $\epsilon\text{Hft}$  values as follows: the only Cambrian sample from the dataset represented by a plagiogranite from the Kakhralysai intrusion (+12.7), the Devonian plagiogranite from the Sheihdzheily intrusion (+14.3), a Carboniferous granite from the Istemes gneiss (+5.4) and a Permian granodiorite from the Aktau intrusion (+11.0). The uniformly positive values for all except the Istemes granite imply a juvenile arc source for their provenance.

The Sheidzheily plagiogranite has present-day Pb isotope ratios of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.29$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.64$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.80$ . The initial Pb isotopic composition is 17.4 for  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and 15.5 for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . In the Figure 4.15. this sample plots between the orogene and upper crust curves, within the field of EM-11 enriched mantle, consistent with an island arc setting.

### **Kyzylkum-Nurata Segment of the South Tien Shan**

Eight Permian granitoids from the Kyzylkum-Nurata terrane show a rather consistent Sr and Nd isotope compositions (with one exception in each case). They mostly have whole-rock initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in the range 0.7055–0.7091, negative  $\epsilon\text{Ndt}$  values of -5.3 to -1.8 and Nd  $T_{\text{DM}}$  model ages of 1.22–1.47 Ga (Fig. 4.14.). This is indicative of contributions from a long-term radiogenic source (i.e., old continental crust) in the formation of these granitoids. An exception is represented by a

tonalite from the post-collisional Bokaly intrusion that exhibits an initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.7042 and a positive  $\epsilon\text{Ndt}$  value of +2.9 suggesting derivation from a lithophile-element depleted source such as the mantle. A Silurian gabbro from the Teskuduk ophiolite showed a positive  $\epsilon\text{Ndt}$  value of +5.2 and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.7066, similar to those of the Permian samples. As previously noted, in geochemical composition this sample represents the most primitive rock unit in the whole Kyzylkum Segment.

Eleven samples (i.e., the above nine and two additional samples) were measured for Lu-Hf isotopes in zircons. With only two exceptions they have  $\epsilon\text{Hft}$  values varying around zero, from -3.8 to +5.5 indicating a certain degree of crustal contribution in the formation of these granitoids, perhaps with some crust-mantle mixing. Two samples with juvenile Sr-Nd isotopes also show strongly juvenile values for  $\epsilon\text{Hft}$ , +12.5 for the Bokaly intrusion tonalite and +15.96 for gabbro from Teskuduk ophiolite, which actually plots on the average depleted mantle curve (Fig. 4.14.). These data confirm the formation of these two granitoids from juvenile arc material.

The studied granitoids show present-day values of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 18.59\text{--}20.72$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 15.61\text{--}15.82$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 38.08\text{--}39.78$ , with initial Pb isotopic compositions in the range of 15.03–18.85 for  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and 15.49–15.69 for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . In Fig. 4.15., except for two samples that have juvenile Sr-Nd-Hf signatures, all other granitoids plot along the upper crust curve on both plots clearly indicating involvement of upper crustal. The two samples with juvenile signatures plot close to the orogene curve, perhaps suggesting an island arc setting.

### **Gissar Segment of the South Tien Shan**

Sr-Nd-Pb isotope data was obtained for three samples collected from this segment, but only the Carboniferous granodiorite from the Western Gissar batholith yielded a meaningful initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  value of 0.7054, accompanied by an  $\epsilon\text{Ndt}$  value of -2.2 and a Nd  $T_{\text{DM}}$  model age of 1.27 Ga (Fig. 4.14.). A Permian porphyritic granite from the Western Gissar batholith has a similar negative  $\epsilon\text{Ndt}$  value of -1.9 and Nd  $T_{\text{DM}}$  model age of 1.23 Ga, whereas a porphyritic granite from the Karatyube batholith has a  $\epsilon\text{Ndt}$  of -5.3 and Nd  $T_{\text{DM}}$  model age of 1.47 Ga.  $\epsilon\text{Hft}$  in zircon from these samples varies from -2.0 to +0.9, with crust-derived model ages of 1.2–1.4 Ga (Fig. 4.15.). Old crust seems to be a significant factor in the derivation of all three granitoids.

The three samples show present-day values of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 18.35\text{--}19.84$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 15.61\text{--}15.74$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 38.55\text{--}39.12$  (Fig. 4.15.), and initial Pb isotopic compositions in the range of

16.05–17.69 for  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and 15.53–15.66 for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . In Figure 4.15. they plot between the upper crust and orogene curves, indicating involvement of long-lived crust.

### **Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan**

With 19 samples measured for Sr-Nd-Pb isotopes, this is the best characterised terrane in our database in terms of a number of isotope analyses. The samples represent each of the four consecutive systems from Silurian to Permian with Carboniferous being the dominant age for granitoids collected from this terrane. Eight samples showed unrealistic initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values and their Rb-Sr isotopic data are excluded from our interpretation. Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios for the remaining samples mostly fall in a restricted range of 0.7046 to 0.7066 (Fig. 4.14.). The only exception is a Silurian granite from Kyzylalmasai intrusion in Chatkal which has a very high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.7175; however its Nd and Hf isotope compositions are within the range of the remaining samples, so that the Rb-Sr system may well have been disturbed. A strongly juvenile signature of  $\epsilon\text{Ndt}$  of +6.9, Nd  $T_{\text{DM}}$  model age of 0.52 Ga, was measured in another Silurian granodiorite, from the Karabash intrusion in Chatkal, confirming a mantle contribution in the formation of the granodiorite (Fig. 4.14.). Otherwise,  $\epsilon\text{Ndt}$  values vary from -5.1 to +0.7 and Nd  $T_{\text{DM}}$  model ages of 1.02–1.57 Ga (but mostly in the range of 1.2–1.3 Ga), indicative of involvement of older crustal or mixed sources (Fig. 4.14.). A strongly juvenile signature of  $\epsilon\text{Ndt}$  of +6.9, Nd $_{\text{DM}}$  model age of 0.52 Ga, was measured in a Silurian granodiorite from the Karabash intrusion but otherwise this terrane generally has consistently old (Mesoproterozoic) Nd  $T_{\text{DM}}$  model ages.

Zircon  $\epsilon\text{Hft}$  values in these samples vary widely, from -5.6 to +7.4, although most fall in the range -3 to +3. It is also notable that in general the Silurian intrusions of this terrane have the oldest crust-derived zircon Hf model ages, consistently 1.4–1.6 Ga (i.e., early Mesoproterozoic) (Fig. 4.15.), suggesting the presence of basement of this age at depth. In the subsequent Late Paleozoic granitoids there is rather more variability indicating the involvement of younger, perhaps even juvenile, components. The granodiorite from the Karabash intrusion that has a juvenile Nd isotope signature ( $\epsilon\text{Ndt}$  of +6.9) has a typical crustal  $\epsilon\text{Hft}$  value of -3.0, and there are other examples of apparent isotopic uncoupling which may be real rather than the result of analytical problems. In principle whole-rock Nd isotope composition reflects the bulk magma provenance, whereas the Hf isotope data refers only to the inheritance of older zircon (from old crystalline crust), which would not be affected by mixing with more juvenile sources with low zircon content. Overall, the granitoids of this terrane probably represent young magmatic arcs developed on older continental crust.

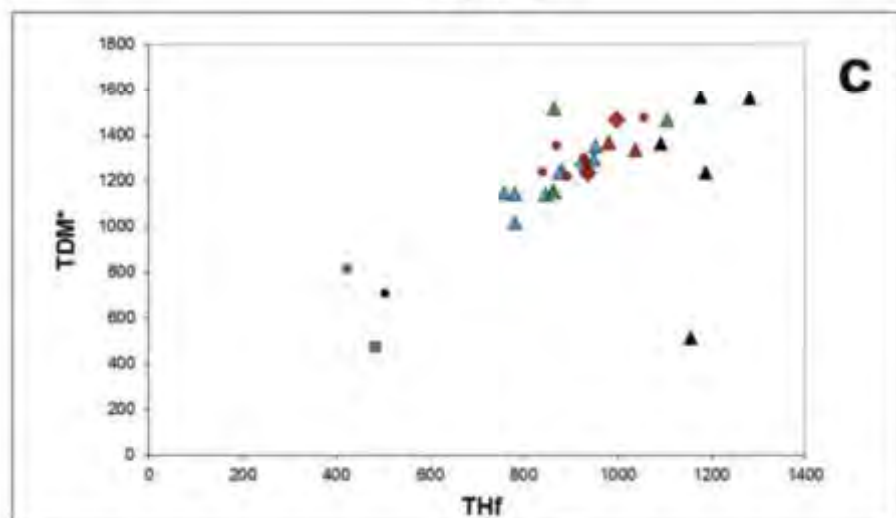
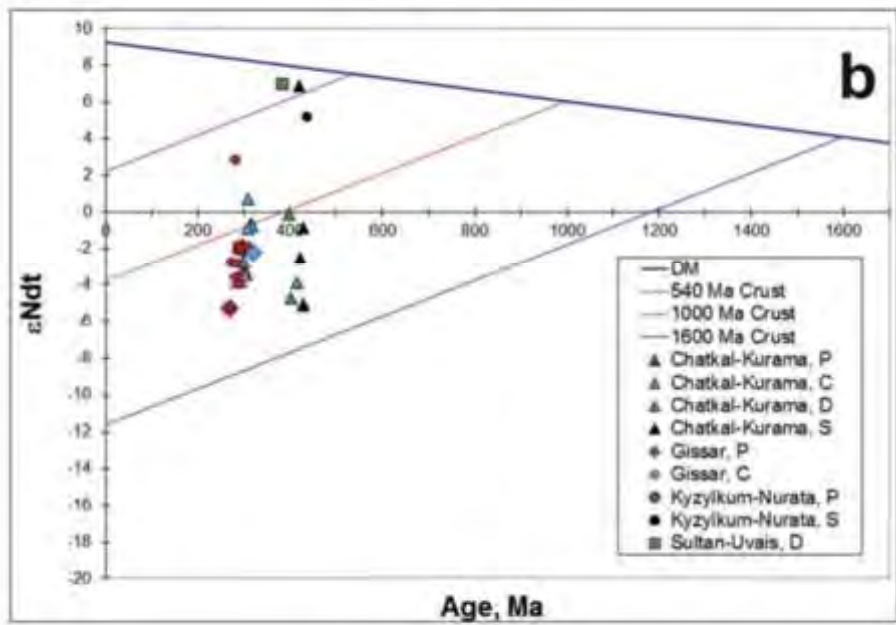
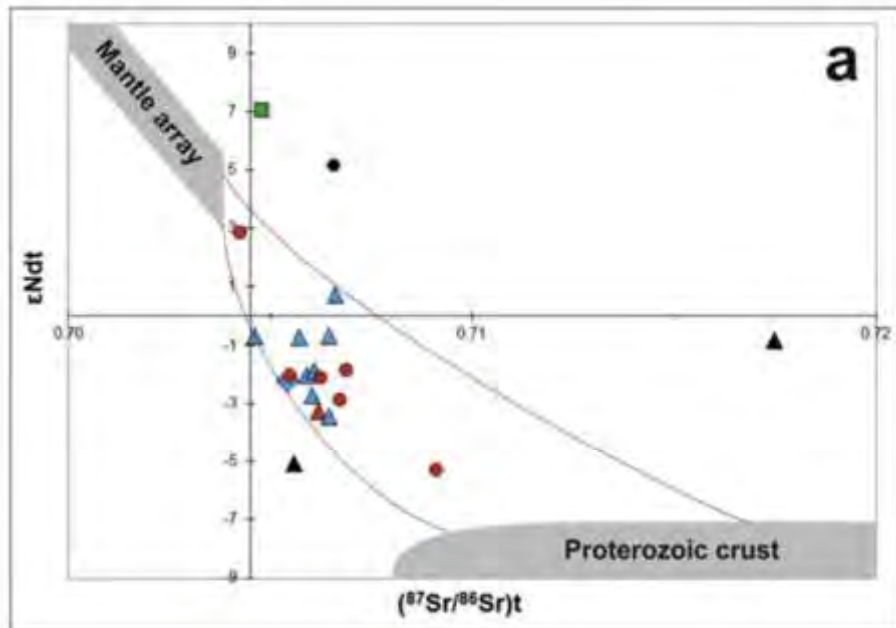


Fig. 4.14. a) Co-variation between the Sr and Nd isotope parameters for granitoid samples from western Tien Shan, Uzbekistan; b)  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  plotted versus the emplacement age, Ma; c) Comparison between Hf zircon and Nd whole-rock model ages. The evident agreement between the two independent estimates of model ages suggests that these parameters are reliable fingerprints for the differentiation of underlying crustal compositions.

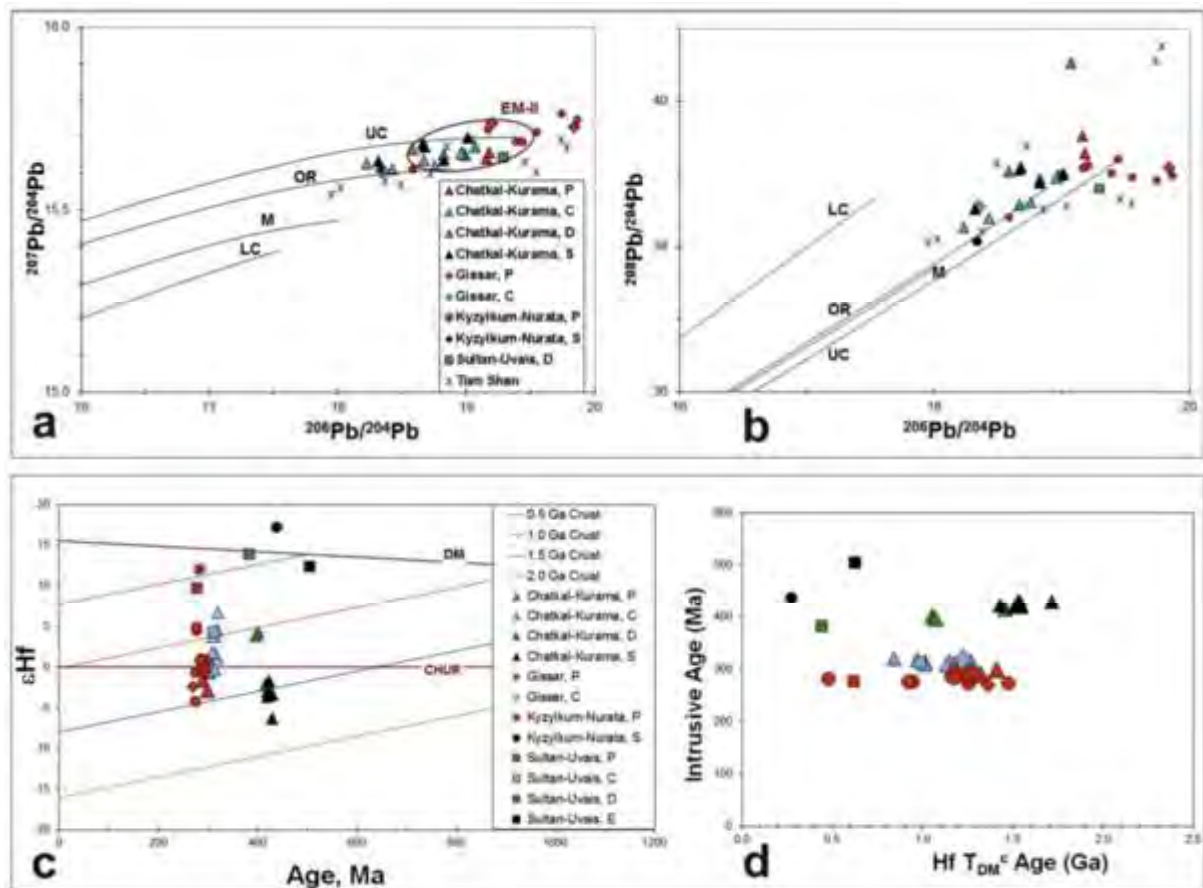


Fig. 4.15. a) Present-day  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; b)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plots showing results for granitoid samples from western Tien Shan, Uzbekistan. LC - lower crust; CC - continental crust; UC - upper crust; OR - orogene; M - mantle (from Zartman and Doe, 1981); c)  $\epsilon_{\text{Hf}}$  plotted versus the emplacement age, Ma. Pb isotope data for Tien Shan from Chiaradia et al. (2006) are shown for comparison; d) Hf crust-derived model ages plotted against the dated intrusive age of each sample.

The Chatkal-Kurama terrane samples show present-day values of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.23\text{--}20.60$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.61\text{--}15.75$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.27\text{--}41.72$ , with initial Pb isotopic compositions in the range of 13.89–17.80 for  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and 15.39–15.60 for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . One sample in particular (micropegmatite from the Akchasai intrusion in Chatkal) has highly radiogenic present-day values of

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (20.60),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.75) and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (41.72) but extremely low values of initial Pb isotopic compositions of (13.89 for  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and 15.39 for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ); this is due to its very high U/Pb, so the age-corrected data may not be very reliable. In the Figure 4.15. all samples plot between the upper crust and orogene curves, also indicating involvement of older crust in the formation of these granitoids irrespective of their zircon age.

#### 4.4. Conclusive remarks on isotopic geochemistry of the studied granitoids

In general, positive  $\epsilon\text{Ndt}$  and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indicate derivation from long-term lithophile element depleted sources such as the mantle, whereas negative  $\epsilon\text{Ndt}$  and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indicate contributions from a long-term radiogenic source, i.e., the continental crust. Co-variation between the Sr and Nd isotope parameters is shown in Figure 4.14. a, differentiated according to their ages and terrane affinity. Overall the four terranes show a wide range of  $\epsilon\text{Ndt}$  (-5 to +7) and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  of 0.704-0.707, indicating involvement of predominantly old crustal sources. The only examples of granitoids from the Sultan-Uvais terrane and two samples from the Kyzylkum-Nurata Segment show juvenile signatures of  $\epsilon\text{Ndt}$ . In contrast, the majority of samples from the Kyzylkum-Nurata and Gissar Segments of the South Tien Shan and Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan have crust-dominated signatures with mostly negative  $\epsilon\text{Ndt}$  or values around zero. These all indicate involvement of pre-existing continental crust in the genesis of the granites, either as a direct source or as a partial component (e.g., as a contaminant of a more primitive magma or as part of a mixed source within the crust). A critical question concerns the extent to which the rocks have experienced metamorphism, metasomatism, or migmatization. A steep trend in the plot (strongly negative  $\epsilon\text{Ndt}$  linked to relatively low increase in  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ , is generally indicative of more ancient crustal components, due to the depletion of Rb that occurs during the high-grade metamorphism usually associated with deep crust. Conversely, upper crustal sources should show a much wider range of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  due to the wide range of Rb/Sr in sediments. Only one Silurian granite plots far to the right in the crustal quadrant, possibly indicating a younger crustal contaminant than the other samples, although this is not reflected in its zircon Hf isotope data (see above). The largest number of samples form a cluster with  $\epsilon\text{Ndt}$  values of -3.5 to -1 and relatively low initial Sr, possibly indicating granite generation from a mixed source within the crust.

In Fig. 4.14. b  $\epsilon\text{Ndt}$  is plotted against the emplacement age of each body. Model trend lines show the variation in time for depleted mantle (DM) and for 'average crust' extracted from the mantle at 1600, 1000 and 540 Ma (corresponding to the lower chronological boundaries of Mesoproterozoic, Neoproterozoic and Phanerozoic time, respectively). Overall, there is a significant range of  $\epsilon\text{Ndt}$  (-5 to



+7) indicating that the involvement of both mantle-derived material (although mostly minor, perhaps in subduction-related arcs) and dominant older crustal sources is clear. There is a very strong concentration of negative values (-5 to -1) at the time of (Paleozoic) granitoid crystallization, which would be compatible with direct derivation from Mesoproterozoic crust (Table C7).

Isotopic composition of Pb also points to the origin of majority of the studied granitoids from material of ancient continental crust (Fig. 4.15.) and corresponds to the trend established for granitoids from other regions of Tien Shan (Chiaradia et al., 2006).

These conclusions are generally supported by the independent estimate of source ages provided by the Hf model ages for the crustal source of zircon (Fig. 4.15.). In this case a few more samples were available in addition to those analysed for Sr-Nd-Pb isotopes (as was mentioned before) and involvement of even older (early Mesoproterozoic or even Paleoproterozoic) crustal sources is evident.

Figure 4.15. shows Hf crust-derived model ages (i.e., the age at which a crustal source with a model  $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$  of 0.015 would have been derived from depleted mantle) plotted against the dated intrusive age of each sample. This emphasizes that the Silurian granites from the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan predominantly reflect an uniform early Mesoproterozoic crustal source, whereas subsequent Devonian and Carboniferous granites in this terrane show rather younger model ages, indicating magmas dominated by younger crustal sources (late Mesoproterozoic–Neoproterozoic) or mixing with juvenile material. Paleozoic granites from the Sultan-Uvais terrane have rather juvenile sources indicating a predominantly mantle-origin as confirmed by geochemical and/or Sr-Nd isotope data in the case of the Sheidzheily and Kakhralysai plagiogranites. The same juvenile origin is clear for the Teskuduk ophiolite gabbro from the Kyzylkum-Nurata Segment.

The essential agreement between Hf zircon and Nd whole-rock model ages is shown in Figure 4.14. The general linear relationship is what is expected if the two isotope systems reflect the same evolutionary processes. Such agreement suggests to show that these parameters are reliable fingerprints for the differentiation of underlying crustal compositions, bearing out the relative differences in petrogenesis of the granites in each superterrane.

The Permian granites of Chatkal-Kurama, Gissar and Sultan-Uvais show progressive involvement of juvenile origins, but those in the Kyzylkum-Nurata Segment show a wide spectrum of crustal to juvenile signatures. There is an apparent trend from the east (Chatkal-Kurama terrane of Middle Tien Shan) via terranes of South Tien Shan (Kyzylkum and Gissar Segments) to the west (Sultan-Uvais terrane) with melting of old deep crust in the east to increasing mantle contributions to the west. This is also clearly visible on Figure 4.16. that shows results of both  $\epsilon\text{Ndt}$  and  $\epsilon\text{Hft}$  plotted on a superterrane map of Yakubchuk (2005). The three superterranes shown are described further: (1) The Karakum continent is located in the south of the study region, representing cratonic basements as

evident also from crustal (and mixed) Nd and Hf isotope signatures; (2) The Khanti-Mansi turbiditic superterrane is located in the South Tien Shan between the Gissar Suture and the South Tien Shan or Turkestan Suture (Fig. 3); (3) Middle Tien Shan is best represented in sections of Chatkal-Kurama terrane (with mainly crustal isotopic values) and extending to north-west into the Syrdarya block, that is part of metamorphic basement of Neoproterozoic origin between Kokchetav block and the Tien Shan.

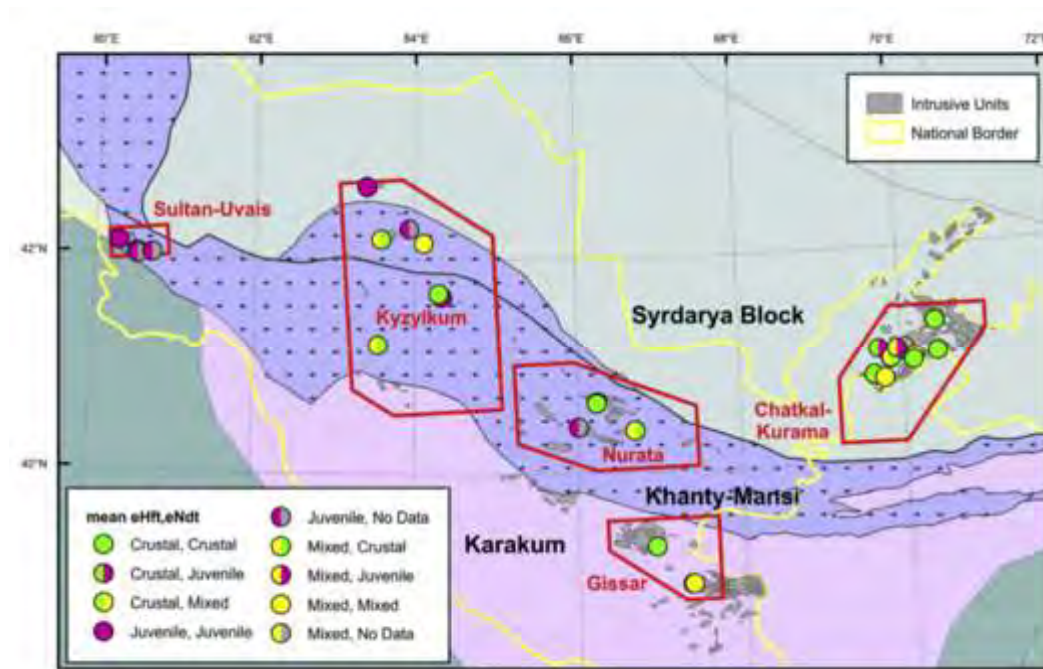


Fig. 4.16. The  $\epsilon_{Hf}$  and  $\epsilon_{Nd}$  data plotted for granitoids from the western Tien Shan, Uzbekistan on a super-terrane map base of A. Yakubchuk (compilation of the CERCAMS Altaids project, Seltmann et al., 2008; Seltmann and CERCAMS team, 2009). Red frames show five terranes, where samples were collected. Note: crustal:  $\epsilon_{Hf} < 0$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) < -2$ ; mixed:  $\epsilon_{Hf} 0$  to  $+5$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) -2$  to  $0$ ; juvenile:  $\epsilon_{Hf} > +5$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) > 0$ .

## 4.5.6. Interpretation of obtained results for granitoids of western Uzbekistan

### 4.5.1. Sultan-Uvais

Geochemically all analysed rocks from the Sultan-Uvais Range are markedly different from the rocks of other studied terranes. The main eye-catching feature of the Sultan-Uvais rocks is their primitive character. Though in general the Sultan-Uvais rocks demonstrate signatures of supra-subduction magmas (right-dipping patterns and negative Ta-Nb-Ti anomalies on the primitive mantle normalized multicationic diagrams, they are less enriched in LILE and LREE compared to rocks of other terranes (Figs. 4.12., 4.13.). All samples from the Sultan-Uvais Range consistently plot in the field of Volcanic arc granites and one sample of the Kakhralsai plagiogranite plots on the boundary between the fields of Volcanic arc and Ocean ridge granites on the discrimination diagrams Rb vs. (Y + Nb) and Nb vs. Y (Fig. 4.11.). Primitive geochemical signatures and pronounced sodic compositions of the Sultan-Uvais rocks may indicate their origin from an intra-oceanic arc. Isotopic compositions of the Sultan-Uvais rocks are compatible with their mantle origin. The only sample analysed for Sr-Nd isotopic composition (T6-007, Sheihdzheily granodiorite) plots in the mantle array in the diagram  $\epsilon_{Nd}$  vs. Sr/Sr (Fig. 4.14. a) and 3 samples analysed for Hf isotopic compositions yielded high  $\epsilon_{Hf}$  values (11.0 – 14.3) and TDM (Hf) model ages in the range 0.67 – 0.48 Ga. The only exception is sample T6-003 of the Istemes gneiss which yielded a lower but also positive  $\epsilon_{Hf}$  value of 5.45 (Fig. 4.14. a, Table C8). Interestingly, the Sultan-Uvais Range presents a rare example where the post-collisional Aktau intrusion with an age of 277 Ma also yielded a very high  $\epsilon_{Hf}$  value of 11.04 probably indicating melting of juvenile mantle-derived rocks during the post-collisional stage.

New age data of rocks from Sultan-Uvais overall agree with earlier concepts that were based on limited paleontological data. Middle Cambrian (Drumian) age of 504 Ma, established for the ophiolite-related Kakhralsai plagiogranite, is older than Late Ordovician – Early Silurian ages of ophiolites marking the Southern Tien Shan Suture further east (Mirkamalov et al., 2012; Dolgopolova et al., 2016, 2017, this study). The Sheihdzheily plagiogranite, which is also geochemically similar to ophiolite-related rocks, yielded an age of 382 Ma (Table C7). The Tebinbulak and Djamansai gabbroic intrusions, though not dated in the course of this study, are also thought to represent the Devonian oceanic crust based on published biostratigraphic and geochronological data (Ahmedov, 2000). An age of 311 Ma, though not very reliable due to scattered data – established for the Istemes gneiss may indicate that these deformed granites formed in supra-subduction environment previous to collision. Finally, a 277 Ma age of the Aktau granites is similar to ages of post-collisional granites elsewhere in the Tien Shan (e.g. Seltnann et al., 2011).

Though it was suggested that the Karakuduk ophiolite marks the continuation of the Southern Tien Shan Suture (Savchuk, 1992, 1990; Savchuk et al., 1997; Morozov, 2001), the position of the Sultan-Uvais relative to the South and the Middle Tien Shan terranes remains unclear. The presence of Devonian and Late Carboniferous magmatic rocks with arc signatures indicates similarity of the Sultan-Uvais to the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan. However, the Sultan-Uvais rocks have significantly more juvenile isotopic compositions compared to those of the Chatkal-Kurama terrane. The supra-subduction series of the Sultan-Uvais may comprise a fragment of an arc occupying the southern part of the Chatkal-Kurama terrane, which according to Alexeiev et al. (2016) has been accreted to the north at ca. 450 Ma, and the Karakuduk ophiolite might have been formed in an oceanic-back-arc basin similar to Karaterek ophiolite in the Chatkal-Kurama terrane as was suggested by Alexeiev et al. (2016). On the other hand, the Devonian supra-subduction rocks of the western Sultan-Uvais Range may belong to the Uralian arcs and represent the southern part of the Mugodjar arc as was suggested by Lutz and Feldman (1992). Possible connection between the Urals and Tien Shan structures was also suggested by De Boorder и Zeylmans van Emmichoven (2005) based on geophysical data.

#### **4.5.2. Kyzylkum Segment of the South Tien Shan**

In this study we obtained 11 U-Pb SHRIMP ages for granitoid samples collected from different intrusions of the Kyzylkum Segment. These complement data obtained previously by Kostitsin, 1991, 1993, 1996; Konopelko et al., 2003, 2002; Wilde et al., 2001; Seltnann et al. (2011) and Kempe et al. (2015, 2016). The oldest rock of the suite is represented by a gabbro of 438 Ma collected from an allochthonous ophiolite of the Tamdy Mountains. This sample is characterized by positive  $\epsilon_{\text{Nd}t}$  and  $\epsilon_{\text{Hf}t}$  values suggesting derivation from a mantle source. The geochemical composition shows the most primitive character of this sample compared to the rest of the samples from this segment and is typical for ophiolitic rocks. Another sample with mantle isotopic signatures is a Permian tonalite from the Bokaly intrusion. Two more tonalite samples from the intrusion and a plagiogranite from the Shuruk intrusions and showed primitive geochemical signatures similar to the gabbro of Tamdy Mountains.

Age data for all other granitoid samples from this segment show a rather narrow range of 273 to 293 Ma. Explosive pipes represented by alkali rocks, exhibit narrow range too (276-286 Ma). In this study we dated a granite dyke cross-cutting diamondiferous mafic rocks of the Karashoho pipe (T6-016) and its age is no younger than 276 Ma. Similar Rb-Sr age data was obtained for pipes in the Bukantau Mountains (Savatenkov and Konopelko, unpublished). On the other hand, carbonatites of the Chagatai massif could have a Mesozoic age (Seltnann et al., 2011).

Compared to the other segments of the South Tien Shan, the post-collisional intrusions of the Kyzylkum Segment are the most diverse in composition (Fig. 4.11.). They include rare for Tien Shan S-type silica oversaturated granites (e.g., Altyntau intrusion, samples T6-017, T6-018), as well as I-type complexes consisting of amphibole-bearing granites with subordinate mafic rocks (Temirkobuk intrusion, samples T6-037, T6-038), A-type differentiated massifs (Koshrabad intrusion, samples T6-041–0.43) and a small intrusion of silica under-saturated nepheline syenites (Kyngir intrusion, samples T6-026 and T6-028). The geochemically contrasting character of the neighbouring Temirkobuk and Koshrabad intrusions in the Northern Nurata Range is illustrated in a diagram (Fig. 5 in Abzalov, 2007), where rocks of these intrusions plot in the fields of Pre-plate Collision and Late- and Post-orogenic granites, respectively (see below). Isotopic data from granitoids of the Kyzylkum-Nurata Segment show a wide spectrum of crustal to juvenile signatures with the majority of samples exhibiting crust-dominated signatures with mostly negative  $\epsilon_{\text{Ndt}}$  or values around zero. These are similar to isotopic characteristics of granitoids from other segments of the South Tien Shan and indicate a significant proportion of Precambrian crustal components in the genesis of the granites, either as a direct source or as a partial component.

Konopelko et al. (2011) explained simultaneous intrusion of geochemically-contrasting magmas by melting of different protholiths at different depths within zones of large trans-lithospheric faults. This model seems to be suitable also for the Northern Nurata Range, which is a large pull-apart structure adjacent to the regional shear zone – the Northern Nurata fault, a part of the South Tien Shan Suture. However, this model cannot be applied to the vast area of the Kyzylkum Desert, where post-collisional granites occupy ca. 70-80 % of the pre-Mesozoic erosional surface (Seltmann et al., 2015). Such intensive granite magmatism requires a regional source of heat as proposed by Konopelko et al. (2011) in a model of delamination during the post-collisional stage. New isotopic data of this study shows a significant contribution from old crustal material exemplified by Nd  $T_{\text{DM}}$  model ages of 1.22–1.47 Ga (Fig. 4.14.) in the formation of the granitoids in the Kyzylkum-Nurata Segment of the South Tien Shan. In section 4.6. petrogenesis and tectonic setting of postcollisional intrusions of the Kyzylkum Segment of South Tien Shan is discussed in detail utilizing as an example the multiphase Koshrabad intrusion, one of several geochemically contrasting magmatic series formed in the North Nuratau fault zone, a part of the South Tien Shan Suture.

#### **4.5.3. Gissar Segment of the South Tien Shan**

Geochemical features of two samples of gabbro and plagiogranite comagmatic with surrounding Carboniferous volcanics (relatively flat REE and trace element patterns) are compatible with a mantle origin typical for gabbro-plagiogranite series associated with ophiolites. However these

samples consistently plot into the field of Volcanic Arc Granites on discrimination diagrams and display distinct negative Ta-Nb-Ti anomalies on the primitive mantle-normalized multicationic diagrams (Fig. 4.12., 4.13.). All the other granites from the Gissar Segment, including three geochronologically investigated samples with ages 320 - 270 Ma, have distinct geochemical signatures of supra-subduction magmas and variably mixed Nd-Sr-Pb-Hf isotopic signatures typical for the continental arc environment where mantle-derived magmas interact with continental crust. In contrast to subduction-related intrusions of the Chatkal-Kurama terrane, several granites from the Gissar Segment plot in the fields of Within-plate and Syn-collisional Granites on discrimination diagrams and have relatively old Nd and Hf model ages indicating derivation from Neoproterozoic crust. These features are compatible with the results reported for post-collisional intrusions from the northern part of the Gissar Segment by Konopelko et al. (2017).

#### **4.5.4. Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan**

Out of 11 geochronologically investigated Silurian – Early Devonian magmatic rocks 9 intrusions yielded ages in the range 429 – 414 Ma and 2 intrusions yielded ages of 401 and 397 Ma (Table C7). The Silurian – Early Devonian magmatic rocks plot in the field of Volcanic Arc Granites on the discrimination diagrams (Figs. 4.12., 4.13.) and have geochemical characteristics typical for supra-subduction intrusions (differentiated REE patterns and right-dipping trace element patterns with negative Ta, Nb and Ti anomalies). The intrusions have mixed Nd-Sr-Pb-Hf isotopic compositions typical for arc magmas. Their relatively old Nd and Hf model ages indicate derivation from Neoproterozoic continental crust which is supported by presence of Neoproterozoic inherited zircon grains (Tables B4, C7-10).

Resuming of subduction in the Chatkal-Kurama terrane in the Carboniferous is usually correlated with volcanics of the Uin Formation with Early Carboniferous biostratigraphic age (Dalimov et al., 2003). However, 19 geochronologically investigated Carboniferous magmatic rocks yielded ages in the range 320 - 289 Ma showing that intensive production of supra-subduction magmas resumed in Middle-Late Carboniferous (Bashkirian-Gzhelian). Presence of the Early Permian ages shows that supra-subduction Carboniferous magmatism was uninterrupted followed by the emplacement of Early Permian post-collisional complexes. Similar to Devonian granitoids the Carboniferous-Permian magmatic rocks have distinct geochemical signatures of supra-subduction magmas and variably mixed Nd-Sr-Pb-Hf isotopic signatures typical for the continental arc environment where mantle-derived magmas interact with continental crust.

Ages of post-collisional magmatic rocks from the Chatkal-Kurama terrane (300 - 289 Ma) well match the ages of post-collisional intrusions elsewhere in Tien Shan (Konopelko et al., 2011; Seltmann et al., 2011). Geochemically, the post-collisional rocks of the Chatkal-Kurama terrane comprise a distinct shoshonitic series (Soloviev, 1993, 1998; Mamadjanov, 2004, 2011). However, relatively low Cr and Ni concentrations in combination with low Mg # and relative enrichment in P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Sr and LREE indicate that their mantle sources were modified as a result of mantle-crust interaction and/or mantle metasomatism. It has been suggested that LILE and LREE enriched shoshonitic rocks, which clearly postdate subduction but still show trace element patterns typical of arc magmas, originate from a lithospheric mantle wedge enriched in incompatible elements during a previous subduction stage (e.g. Hawkesworth et al., 1995; Feldstein et al., 1999). In this scenario the fusion of the enriched wedge of lithospheric mantle occurs by heating from below as a result of slab rollback or slab break-off during the post-collisional stage (Van Hunen and Miller, 2015).

#### **4.6. Geochemistry, petrogenesis and metallogeny of postcollisional intrusions of the Kyzylkum Segment: a case study from the gold-bearing Koshrabad massif**

The Koshrabad massif, located in the Kyzylkum Segment of the South Tien Shan, represents one of the most interesting Hercynian intrusions of western Tien Shan. The massif is known in the literature as one of few occurrences of the Panerozoic rapakivi granites (Yudalevich et al., 1973), and also due to associated with it large intrusion-related gold deposit (Abzalov, 2007). Besides, the Koshrabad massif is located in the North Nuratau fault zone, a part of the South Tien Shan Suture, which was formed in transtensional setting (Fig. 4.17.). Postcollisional intrusions of the North Nuratau fault zone demonstrate contrasting geochemical compositions and represent an interesting example of granite formation in this geodynamic setting. The Koshrabad massif was addressed in numerous publications (Khamrabaev et al., 1973; Khamrabaev, 2000; Proskuryakov et al., 1979; Kotov, 1993; Bortnikov et al., 1996; Golovanov, 2001; Abzalov, 2007), however the most prominent papers (Izokh et al., 1975; Yudalevich et al., 1991) were based on limited amount of chemical analyses. In this section petrogenesis of the Koshrabad massif is discussed utilizing new data on petrography and composition of the rocks in view of modern models for composite intrusions. Established trends of geochemical evolution of the massif add new information on formation of the related gold deposits. Geodynamic setting of formation of the North Nuratau fault zone intrusions is also discussed utilizing new geochemical and geochronological data.



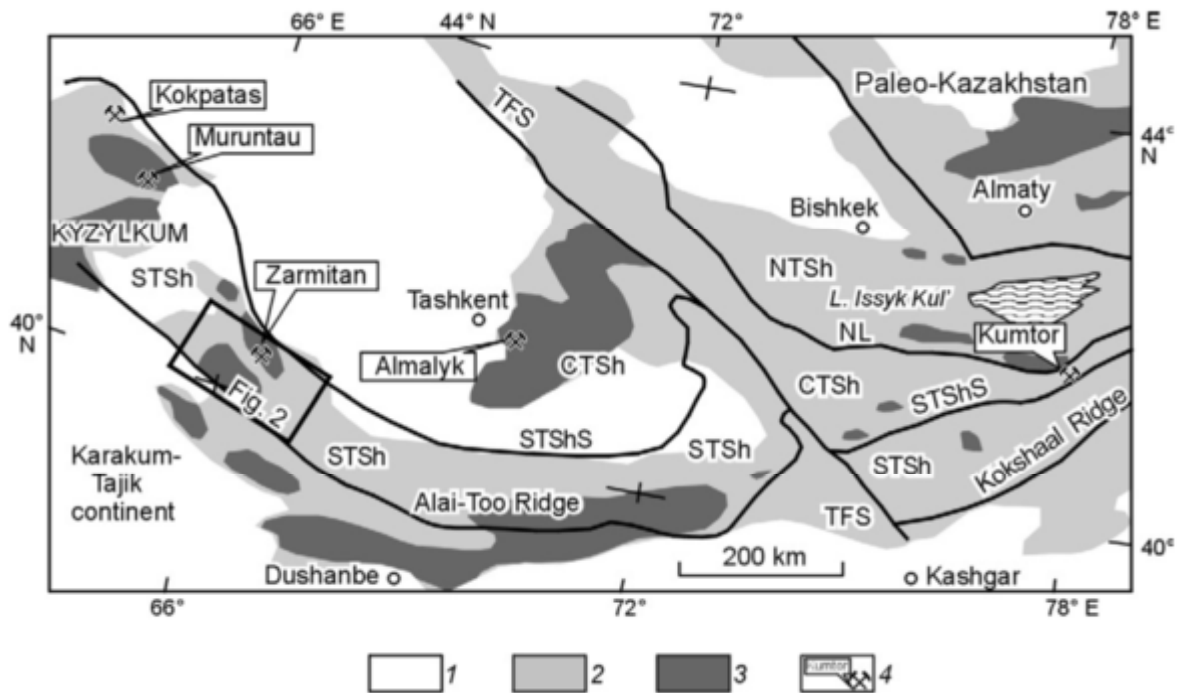


Fig. 4.17. Schematic tectonic map of the Tien Shan. 1, Cenozoic cover; 2, Paleozoic deposits; 3, areas of granitoid magmatism (320–270 Ma); 4, gold deposits. NTSh, North Tien Shan, CTSh, Central Tien Shan, STSh, South Tien Shan, NL, Nikolaev line, TFS, Talas–Fergana shear, STShS, South Tien Shan suture.

#### 4.6.1. Geology of the Northern Nuratau range

The deposits of the North Nuratau Ridge, where the Koshrabad massif is localized (Figs. 4.18., 4.19), are the northern margin of the South Tien Shan domain and are regarded (Biske and Usmanov, 1981; Porshnyakov et al., 1991) as an ensemble of nappes that moved from the collision suture southward and then were folded. There are distinct nappes of thin Devonian–Middle Carboniferous carbonate deposits. However, the exfoliation of nappes also took place at deeper stratigraphic layers, including thick Ordovician–Silurian terrigenous series, up to Lower Paleozoic and, probably, Upper Precambrian carbonate-siliceous and black-shale deposits, which led to a significant thickening of the dislocated complex.

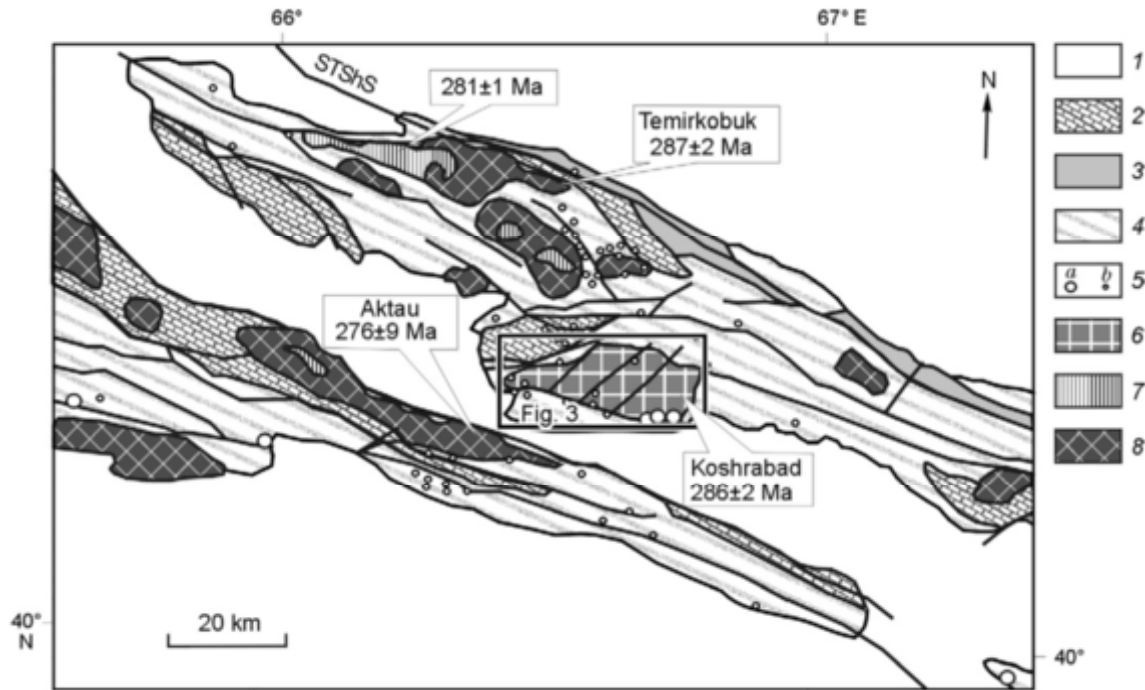


Fig. 4.18. Schematic geological map of the North Nuratau Ridge, after Abzalov (2007), Izokh et al. (1975), and Seltmann et al. (2011). 1, Cenozoic cover; 2, carbonates and fletzes (S–C); 3, volcanics (S–D); 4, metasediments (Pr3–O); 5, gold deposits (a) and gold occurrences (b); 6–8, granitoids of: 6, A-type, 7, S-type, and 8, I-type. Other designations follow Fig. . 4.19.

The North Nuratau folded nappes are cut by a regional shear, which is a transformed suture zone (South Tien Shan suture) stretching along the southern margin of Paleo-Kazakhstan (Porshnyakov et al., 1991). It is generally accepted that the regional shears formed at the postcollisional stage after the closure of paleoceanic basins and the collision of Paleo-Kazakhstan with more southern continents. In the North Nuratau Rise, the South Tien Shan suture is complicated by feathering faults and is a large dilatation shear structure formed at the postcollisional stage. It is intruded by granitoids, including the Koshrabad massif. The intrusions extend in the northwestern direction concordantly to the Hercynide strike, though they are often cut by the enclosing rocks. Because of the compositional difference, the North Nuratau granitoid intrusions were assigned to different complexes on mapping (Izokh et al., 1975) and later were considered to be representatives of different geodynamic settings

(Abzalov, 2007). The formation conditions and setting are discussed below with regard to new geochronological and geochemical data.

#### **4.6.2. Geological structure of the Koshrabad massif**

The Koshrabad massif is 196 km<sup>2</sup> in area, wedge-like, and of W–E strike (Fig. 3, *a*). It is composed of rocks with a SiO<sub>2</sub> content varying from 50 to 75 wt. %. In this work we arbitrarily subdivided all rocks into mafic rocks (50–62 wt.% SiO<sub>2</sub>) and main intrusion phase including quartz monzonites and rapakivi granites (62–73 wt. % SiO<sub>2</sub>). There are also their dike varieties. Mafic rocks occur in the central part of the massif and compose 3–4% of its area. About 94% of the area is occupied by ovoid quartz monzonites and granites, and 2%, by dikes and stocks of aplites and fine-grained granites. Dikes are present mainly in the eastern part of the massif, where they form two crisscross bunches, of NE and W–E strikes. The massif endocontact lacks a well-expressed quenching zone. The exocontact abounds in garnet-quartz-mica and quartz-cordierite-mica hornfelses developed after the 50–200 m thick clastic host rocks. The carbonate rocks at the exocontact are transformed into garnet skarns.

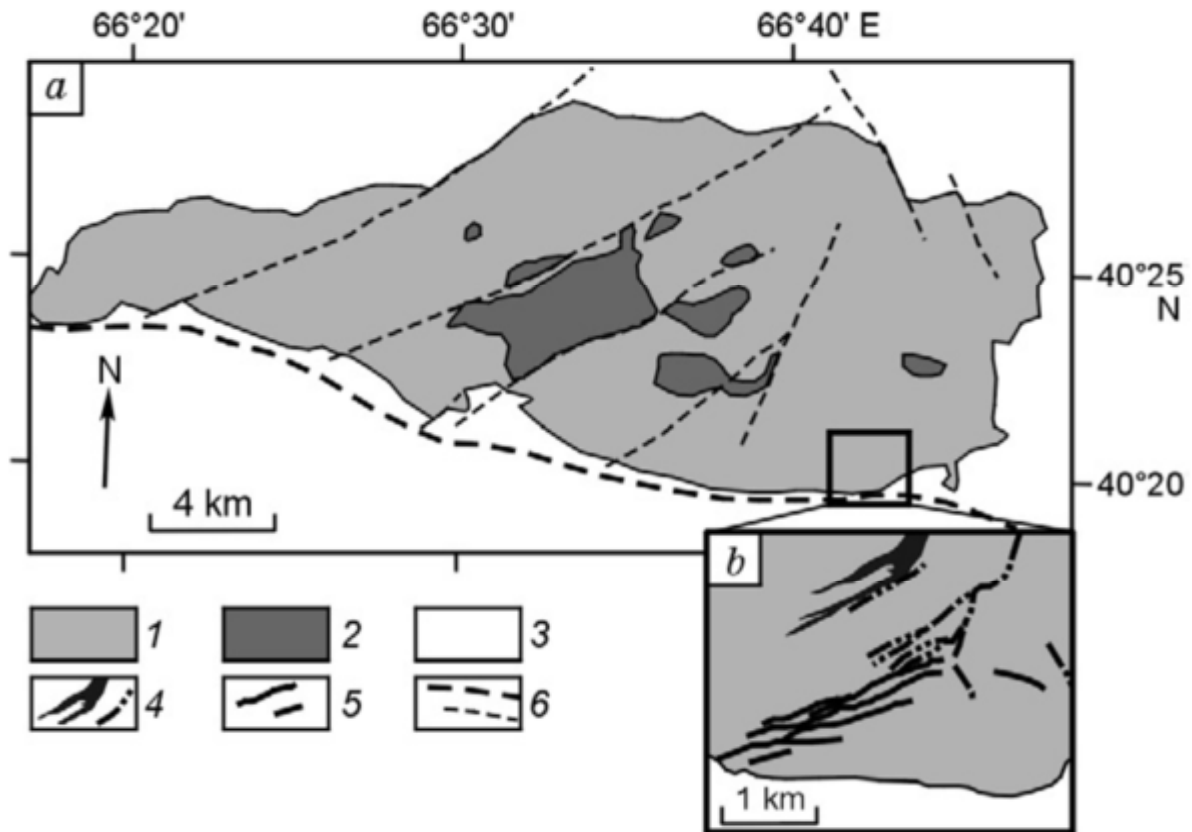


Fig. 4.19. Schematic geologic structure of the Koshrabad massif (a) and map of the Guzhum Sai gold deposit (b), after Abzalov (2007), with some changes. 1, granites of the main phase; 2, mafic rocks; 3, enclosing rocks; 4, granite dikes; 5, orebodies; 6, faults.

The mafic rocks are amphibole-pyroxene (sometimes, with olivine) K-feldspar-containing gabbros, essexites, monzonites, amphibole-pyroxene and biotite-amphibole syenites, and quartz monzonites. The quartz monzonites of the main phase differ from those of the mafic rocks in having higher  $\text{SiO}_2$  contents (>62 wt. %) and coarser-grained textures. Small bodies of aplites and fine-grained granites, including ultraacid granites, are also composed of amphibole-biotite varieties. A specific feature of the main-phase rocks is the presence of alkali K-feldspar ovoids up to  $6 \times 3$  cm in size, often with an oligoclase rim, bearing concentrically arranged fine (ca. 2 mm) inclusions of dark colored minerals (Fig. 4.20. a).



Fig. 4.20. Photomicrographs of the Koshrabad massif rocks. a, Alkali feldspar ovoids in granitoids of the main phase; b, formation of “pillows” as a result of the intrusion of melts of different compositions; c, intrusion of mafic melt into nonconsolidated rocks of the main phase and disintegration of feldspathic cumulates; d, intrusion of residual acid melts into nonconsolidated rocks of the main phase; e, mobilization and breaking of alkali feldspar ovoids in residual acid melt.

The mafic rocks are amphibole-pyroxene (sometimes, with olivine) K-feldspar-containing gabbros, essexites, monzonites, amphibole-pyroxene and biotite-amphibole syenites, and quartz monzonites. The quartz monzonites of the main phase differ from those of the mafic rocks in having higher SiO<sub>2</sub> contents (>62 wt. %) and coarser-grained textures. Small bodies of aplites and fine-grained granites, including ultraacid granites, are also composed of amphibole-biotite varieties. A specific feature of the main-phase rocks is the presence of alkali K-feldspar ovoids up to 6 × 3 cm in size, often with an oligoclase rim, bearing concentrically arranged fine (≤2 mm) inclusions of dark colored minerals (Fig. 4.20., a). By the arrangement of ovoids, flow structures (trachytoid) and structures typical of feldspathic cumulates are recognized. Alkalifeldspar and andesine-labradoritic cumulate bodies were also revealed on the massif mapping (Yudalevich et al., 1991). The relationship between the mafic and the main-phase rocks points to the simultaneous intrusion of basic and acid melts. The formation of specific “pillows” (Fig. 4.20., b) is explained by the immiscibility of melts of different compositions (Cantagrel et al., 1984). We also established the disintegration of cumulates and mobilization of feldspar megacrysts into the basic melt with the formation of hybrid rocks (Fig. 4.20., c). Similar relationships have been established between the ovoid granites of the main phase and late aplites and fine-grained granites. The shapes of the latter two rocks point to the melt intrusion into the nonconsolidated rocks of the main phase (Fig. 4.20., d). One can also see the mobilization of ovoids into the injecting melt, which sometimes causes their breaking (Fig. 4.20., e). All researchers who studied the massif noted its intricate structure. Three homodromous rhythms of rocks were recognized, and both sharp intrusive contacts and gradual transitions between the rock varieties were observed (Yudalevich et al., 1991). We think the massif structure and rock relationships are due to the repeated injections of mafic melt into the incompletely consolidated granitoids of the main phase. Probably, different types of rocks formed nearly synchronously in the geologic-time scale. The mineral composition of the rocks is as follows: alkali feldspar, weakly zonal plagioclase with An<sub>32-45</sub> in the phenocryst cores, high-Fe biotite-lepidomelane, and hastingsite amphibole. The mafic rocks contain clinopyroxene partly replaced by aegirine (augite). Both the mafic and the mainphase rocks sometimes bear grains of ferruginous olivine-fayalite. The most abundant accessory minerals are ilmenite (sometimes together with magnetite), apatite, zircon, and orthite.

### 4.6.3. Geochemistry of the Koshrabad rock assemblage

The chemical composition of rocks was determined by XRF, ICP-MS, and ICP-BF-ESMS (Table 4.1.). The earlier analytical data on the massif rocks (Izokh et al., 1975; Yudalevich et al., 1991) were also included into the database and processed together with the new results. Химический состав пород определялся методами XRF и ICP-MS и ICP-BF-ESMS.

Table 4.1. Contents of main (wt.%) and trace (ppm) elements in rocks from the Koshrabad massif

Component	420500	T6-043	420400	T6-041	420700	420600	420900	401700	420800	T6-042	421000	11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	50.70	53.26	56.00	56.73	60.55	61.05	61.90	64.65	65.00	65.42	65.70	72.47
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.20	1.13	0.59	0.80	0.48	0.70	0.54	0.59	0.49	0.57	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.50	17.94	14.70	17.00	17.45	19.65	17.10	15.92	15.95	15.21	16.05	14.42
FeO <sub>tot</sub>	12.10	9.42	10.04	6.98	5.21	4.36	5.43	4.85	5.08	4.14	4.87	3.42
MnO	0.19	0.16	0.16	0.12	0.08	0.06	0.10	0.06	0.07	0.06	0.07	0.02
MgO	0.98	0.42	0.73	0.41	0.10	0.65	0.48	0.75	0.75	0.64	0.70	0.55
CaO	12.15	7.24	8.62	3.91	2.66	5.39	3.71	3.15	3.45	2.87	3.23	2.24
Na <sub>2</sub> O	3.75	5.52	4.20	4.98	5.56	5.32	4.43	4.31	3.72	3.31	3.66	3.80
K <sub>2</sub> O	2.25	1.97	3.66	4.84	5.84	2.19	5.44	4.09	3.89	4.57	4.33	2.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.68	0.24	0.46	0.17	0.07	0.15	0.18	0.19	0.20	0.17	0.18	0.15
Rb	-	37	-	112	-	-	-	157	-	198	-	104
Ba	1831	1127	1589	1685	828	918	1862	1477	1401	1465	1580	920
Se	1058	566	880	507	537	461	474	224	-	199	-	222
Ga	-	23.6	-	23.1	-	-	-	26.9	-	23.3	-	-
Zr	221	306	163	151	120	276	532	229	326	244	305	305
Hf	4.6	8.0	4.0	4.0	2.3	6.9	10.9	6.0	8.3	8.0	7.6	7.6
Y	36.7	33.4	38.2	25.2	14.3	38.4	31.2	38	46.2	39.1	42.1	42.1
Nb	24.8	24.0	29.2	17.5	19.8	21.2	36.2	19.0	24.8	21.2	23.0	23.0
Ta	1.9	1.4	2.4	0.9	1.0	1.5	2.3	1.3	1.6	2.4	1.6	1.6
U	2.0	2.1	2.8	1.4	0.6	2.1	2.8	6.5	5.6	3.7	6.8	6.8
Th	5.9	6.6	6.7	10.1	1.2	9.5	10.1	16.3	16.7	15.5	16.1	16.1
La	50.5	39.3	47.9	31.6	20.2	45.6	35.4	48.2	42.9	48.3	49.2	34.0
Ce	98.1	79.3	94.8	63.1	37.0	83.6	64.4	93.8	82.3	94.3	91.0	57.0
Pr	10.9	9.7	10.9	7.6	4.1	9.4	7.1	11.0	9.3	10.7	10.0	-
Nd	43.8	35.5	44.4	28.6	16.4	38.7	29.5	40.4	39.4	38.2	40.1	-
Sm	8.6	7.1	8.9	5.3	3.5	8.1	6.2	8.4	8.9	7.8	8.6	6.0
Eu	2.2	2.1	2.0	2.2	2.5	2.2	2.0	1.7	1.6	1.5	1.7	1.7
Gd	6.8	6.2	7.0	5.1	2.8	6.9	5.3	7.8	7.5	7.3	7.4	-
Tb	1.1	1.0	1.2	0.8	0.5	1.2	0.9	1.3	1.4	1.2	1.3	0.9
Dy	6.4	5.4	6.7	4.2	2.6	6.7	5.3	6.9	7.9	6.3	7.3	-
Ho	1.2	1.2	1.3	0.9	0.5	1.3	1.1	1.4	1.6	1.3	1.4	-
Er	3.7	3.1	3.8	2.6	1.5	3.7	3.2	3.8	4.6	3.6	4.0	-
Tm	0.5	0.5	0.6	0.3	0.2	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6	-
Yb	3.5	3.2	3.6	2.3	1.6	3.2	3.1	3.4	3.9	3.2	3.5	2.6
Lu	0.5	0.6	0.6	0.3	0.2	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4

Note. 1-7, mafic rocks: 1, monzogabbro, 2, monzodiorite, 3, 4, monzonite, 5-7, quartz monzonite; 8-11, coarse-grained ovoid quartz monzonites of the main phase; 12, granite, after Yudalevich et al. (1991). Dash. Element was not analyzed.



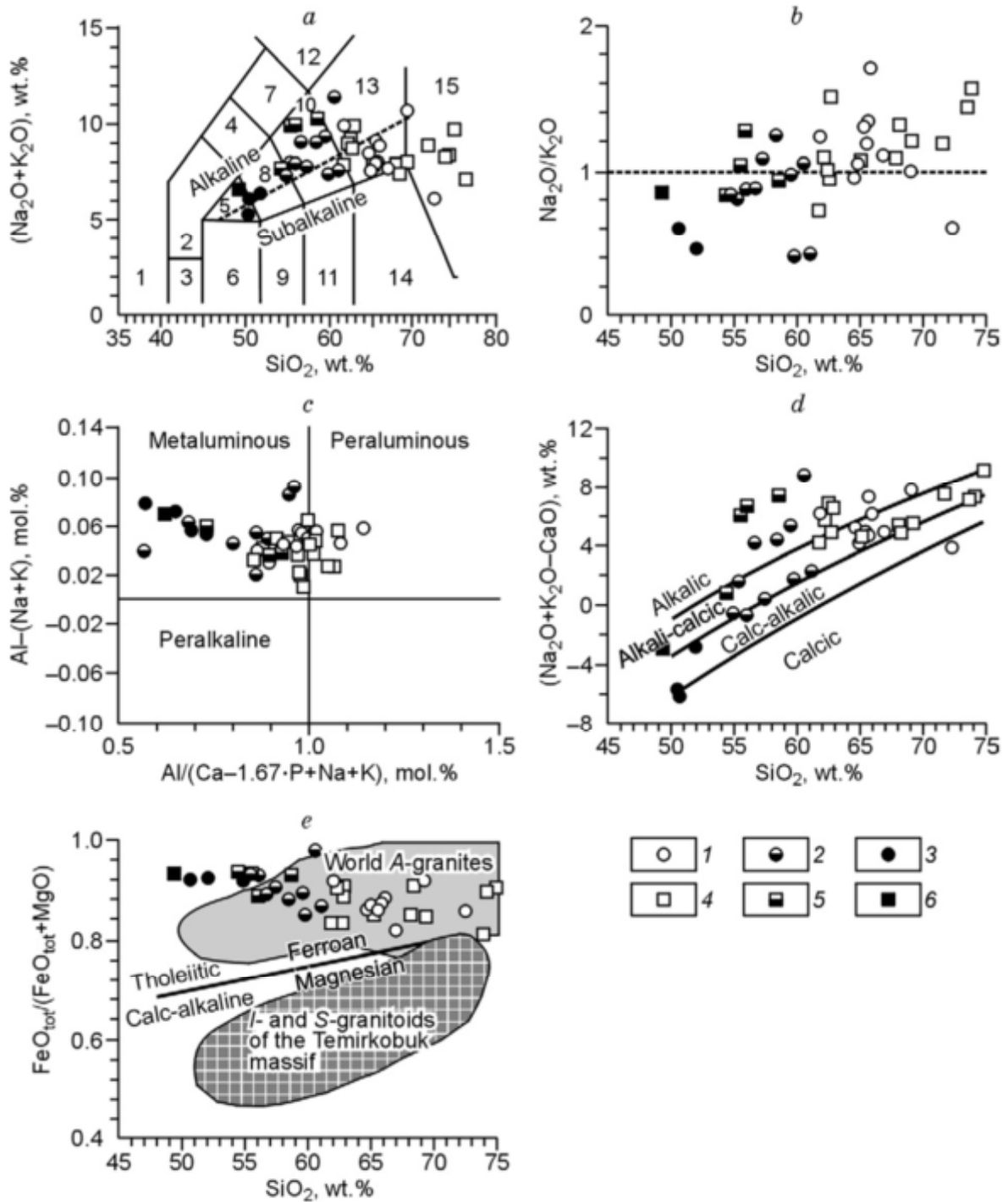


Fig. 4.21. Classification diagrams for rocks of the Koshrabad massif. a,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , fields after Middlemost (1994): 1, foidolite, 2, feldspathoid gabbro, 3, gabbro-peridotite, 4, feldspathoid monzodiorite, 5, monzogabbro, 6, gabbro, 7, feldspathoid monzosyenite, 8, monzodiorite, 9, gabbro-diorite, 10, monzonite, 11, diorite, 12, feldspathoid syenite, 13, syenite and quartz monzonite, 14, granodiorite, 15, granite; dashed line separates the fields of alkaline and subalkaline series, after Irvine and Baragar (1971); b,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ –

SiO<sub>2</sub>, c, Al/(Na + K) vs. Al/(Ca-1.67·P + Na + K); d, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O-CaO) vs. SiO<sub>2</sub>; e, FeO<sup>tot</sup>/(FeO<sup>tot</sup> + MgO) vs. SiO<sub>2</sub>, the field of S- and I-granitoids of the Temirkobuk massif is given for comparison after Izokh et al. (1975). Other designations of the fields in c–e are given after Frost and Frost (2008). 1–3, intrusive rocks; 4–6, dikes. 1, 4, granitoids of the main phase, SiO<sub>2</sub> > 62 wt.%; 2, 3, 5, 6, mafic rocks: 2, 5, 52 < SiO<sub>2</sub> < 62 wt.%; 3, 6, SiO<sub>2</sub> < 52 wt.%.

On the (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–SiO<sub>2</sub> (TAS) diagram (Fig. 4.21., a), the compositions of the Koshrabad massif rocks fall into the field of both alkaline and subalkaline series. The mafic rocks correspond in composition to monzogabbro, monzodiorite, and monzonite, and the rocks of the main phase lie mainly in the field of quartz syenites and monzonites (Middlemost, 1994). On the (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O)–SiO<sub>2</sub> diagram (Fig. 4.21., b), the massif rocks form a trend from sodic to potassic compositions as the SiO<sub>2</sub> content increases. The diagram in Fig. 4.21., c shows that the mafic rocks have medium contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, whereas part of the mainphase rocks and compositionally similar dikes are oversaturated with it. On the (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub> diagram (Fig. 4.21., d), the mafic rocks of the Koshrabad massif form a steep trend running through all fields from calcic to alkaline series as the SiO<sub>2</sub> content increases. Such trends are typical of the rock series resulted from the fractionation of mafic minerals, e.g., augite (Frost and Frost, 2008). The rocks of the main phase are enriched in CaO as compared with the mafic rocks and do not form a common trend on the (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O–CaO) vs. SiO<sub>2</sub> diagram; they fall into the fields of calc-alkalic and alkaline series (Fig. 4.21., d). The CaO enrichment of the most acid varieties is usually explained by the assimilation of crustal matter, mainly of quartz-feldspar composition (Frost and Frost, 2008). All rocks of the Koshrabad massif are strongly enriched in Fe relative to Mg. On the FeO<sup>tot</sup>/(FeO<sup>tot</sup> + MgO) vs. SiO<sub>2</sub> diagram (Fig. 4.21., e), the rock compositions lie in the fields of tholeiitic series and A-type granites. The high FeO<sup>tot</sup>/(FeO<sup>tot</sup> + MgO) value is the main specific feature of the massif granitoids, making them similar to A-type granites. Other geochemical characteristics, first of all, the relative enrichment in CaO, do not permit the Koshrabad rocks to be referred to as A-type granites.

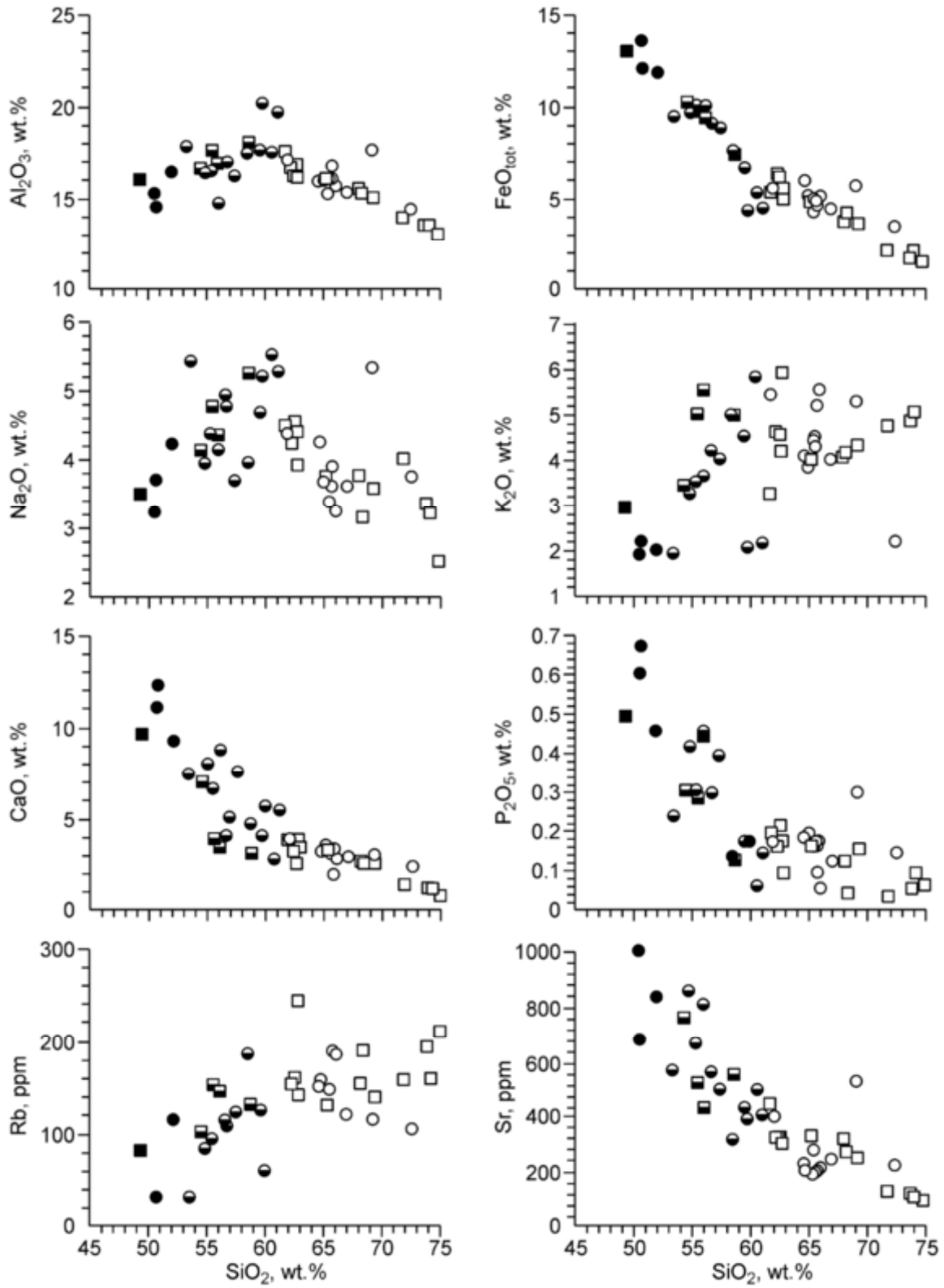


Fig. 4.22. Variation diagrams of main and trace components relative to  $\text{SiO}_2$  in the rocks of the Koshrabad massif. Designations follow Fig. 4.21.

Figure 4.22. shows variation diagrams of main and trace components relative to  $\text{SiO}_2$  in the massif rocks. The bend of the trend on the  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$  diagram illustrates the transition from the fractionation of alumina-poor dark colored minerals in mafic rocks to the fractionation of feldspars in the rocks of the main phase. The drastic increase in  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  contents with increasing  $\text{SiO}_2$  contents in the mafic rocks emphasizes a minor participation of feldspars in the fractionation. In the rocks of the main phase, the contents of  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$ , on the contrary, decrease with an increasing  $\text{SiO}_2$  content, which is specific for feldspathic cumulates. A slight discordance between the compositions of the mafic and main-phase rocks is also observed on the  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}^{\text{tot}}$ , and  $\text{P}_2\text{O}_5$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagrams; the rocks of the main phase are enriched in these oxides relative to the mafic rocks. All massif rocks are characterized by high contents of Ba (800–1800 ppm) and Sr (200–800 ppm), medium contents of Rb (100–200 ppm), and high contents of HFSE. The latter feature makes them similar to A-type granites, but high contents of Ba and Sr are more specific for rocks of a postorogenic association. On the Rb– $\text{SiO}_2$  variation diagram (Fig. 4.22.), the massif rocks form a trend with a sharp bend, similar to the  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  trends. The trend on the Sr– $\text{SiO}_2$  diagram is similar to the  $\text{CaO}$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  trends and also demonstrates a relative Sr enrichment of the main-phase rocks. The decrease in Sr contents with increasing  $\text{SiO}_2$  contents in the mafic rocks correlates with a decrease in  $\text{P}_2\text{O}_5$  contents, which suggests the removal of Sr from the melt as a result of the apatite fractionation. The REE patterns are moderately fractionated and show an LREE enrichment and slight positive or negative Eu anomalies or their absence (Fig. 4.22.). In general, the REE patterns are almost identical for all types of the massif rocks.

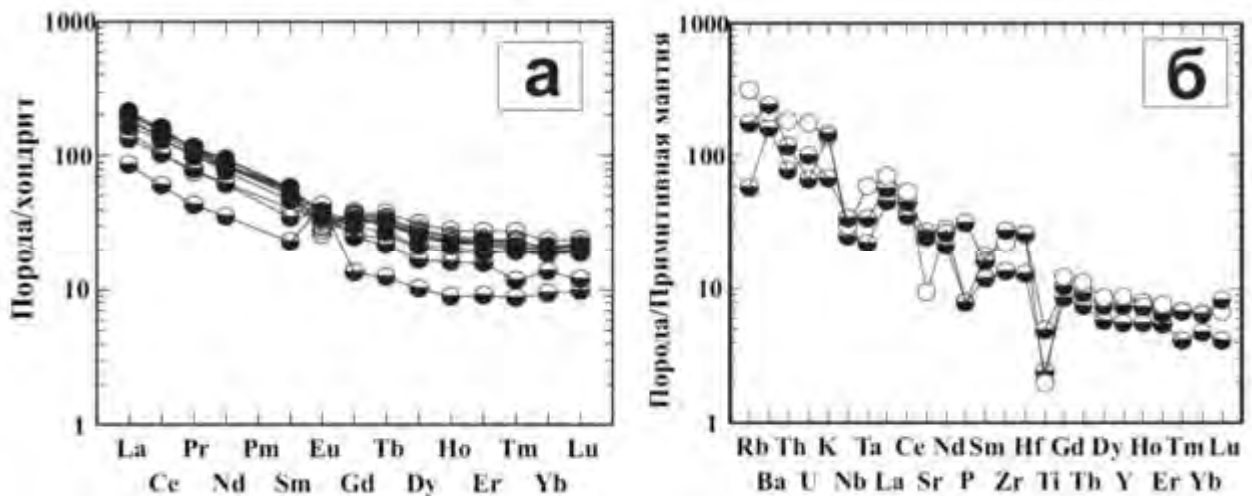


Fig. 4.23. Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns and primitive mantle-normalized multicationic diagram of the Koshrabad massif rocks. Designations follow Fig. 4.21.

#### 4.6.4. Petrogenesis

The fact that all rocks of the Koshrabad massif belong to the same genetic complex is confirmed by the same mineral composition and geochemical characteristics: high  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  values and similar REE patterns. But study of their geologic and geochemical properties showed that the rocks formed, most likely, in several stages as a result of different processes. The compositions of mafic rocks evidence that they formed from an alkali-basaltic melt during the intense fractional crystallization of mafic minerals (e.g., augite) without the participation of feldspars. The relative enrichment of these rocks in Fe and the presence of olivine in them point to the reducing conditions of their formation and the relative dryness of the melt (Frost and Frost, 1997). The rocks of the main phase also formed in the reducing conditions, but their geochemical features (enrichment in CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and Sr relative to the mafic rocks) indicate that the composition changed as a result of some additional process. It is assumed that the composition modification is the result of the assimilation of crustal rocks in an intermediate magma chamber. The compositional variations of the main-phase rocks are due mainly to the feldspar fractionation. This is confirmed by field descriptions of andesine-labradorite and alkali-feldspathic cumulates (Yudalevich et al., 1991). Thus, all rocks of the main phase, composing 94% of the massif area, are a series of feldspathic cumulates and acid residual melts mixed in different proportions. The cumulates formed, most likely, in situ or during the massif intrusion. The outcrops of mafic rocks occur locally in the central part of the massif (Fig. 4.19., a). The field structures point to the simultaneous intrusion of basic and acid melts (Fig. 4.20). Probably, the area of mafic rocks in the central part of the massif formed as a result of the injection of mafic magma into the nonconsolidated massif of rocks of the first phase. The repeated intrusion of mafic melt led to the formation of hybrid rocks and a series of mafic dikes. The acid dikes are probably of a different genesis. The leucogranite dikes might be residual melt portions filtered off during the formation of feldspathic cumulates. The produced portions of leucogranitic melts might have intruded as dikes into the already consolidated parts

of the massif and the enclosing rocks or might have injected nonconsolidated feldspathic cumulates, which led to the formation of joint-intrusion structures and mobilization of alkali-feldspar ovoids into the melt (Fig. 4.20). The role of these late leucogranitic melt portions in the formation of gold mineralization is considered below.

#### 4.6.5. The genesis of gold mineralization

The Koshrabad massif encloses three proximal gold deposits: Guzhumsai, Promezhutochnoe, and Charmitan, known under the common name Zarmitan, with the total gold reserves of 300 tons and an average Au content of 9.8 ppm (Abzalov, 2007). Orebodies 1–3 m in thickness, localized within the massif and, partly, in the enclosing rocks, are a single swarm of quartz veins persistent in strike and dip. In the west of the deposit, quartz veins are of the same orientation as the dikes of fine-grained granitoids of the Koshrabad massif (Fig. 4.20., b). Gold mineralization in the quartz veins is associated with sulfides (mainly pyrite and arsenopyrite; the rest are scheelite, polymetal sulfides, tellurides, and stibnite (Abzalov, 2007; Golovanov, 2001). Note that the alteration zones in the vein selvages are no wider than a few centimeters (Fig. 4.24).



Fig. 4.24. Gold-bearing quartz veins of the Guzhumsai deposit in the weakly altered granites of the main phase of the Koshrabad massif. Alkali-feldspar ovoids are 5 cm in average size.

In magmatic systems, Au is, most likely, an incompatible element in relatively reducing conditions (Thomson et al., 1999). This is confirmed by the fact that all magmatic gold deposits are genetically related to ilmenite-containing intrusions (Baker et al., 2005), i.e., intrusions formed in relatively reducing conditions, which favored the accumulation of gold in residual melts and hydrothermal solutions. The rocks of the Koshrabad intrusion are significantly enriched in gold relative to its clarke; its maximum concentrations were established in some late leucocratic dikes (Fig. 4.25.). The magmatic origin and specific features of the Zarmitan gold mineralization are considered elsewhere (Abzalov, 2007; Bortnikov et al., 1996; Kotov, 1993; Proskuryakov et al., 1979; Teslenko and Polykovskii, 1988; Teslenko and Polykovskiy, 1994). Our data on the geochemical evolution of the massif rocks are additional evidence for the genetic relationship of the gold mineralization with the Koshrabad intrusion. Apparently, the magmas that generated the intrusion rocks were initially enriched in gold. The reducing conditions and the existence of appropriate complexing agents ensured the accumulation of gold during the magmatic evolution instead of its deposition at the early stages of crystallization. This resulted in high concentrations of gold in late dikes and hydrothermal solutions. The intrusion of late dikes and the formation of quartz veins were controlled by W–E-striking faults and, probably, took place nearly synchronously with the crystallization of the Koshrabad intrusion. The absence of distinct aureoles of altered rocks from the ore vein selvages points to their rapid formation. The gold deposition might have been caused by a drastic decrease in the temperature of hydrothermal solutions or a change of the redox conditions. Elucidation of the detailed chronology of the deposit formation calls for subsequent studies of late dike series and orebodies.



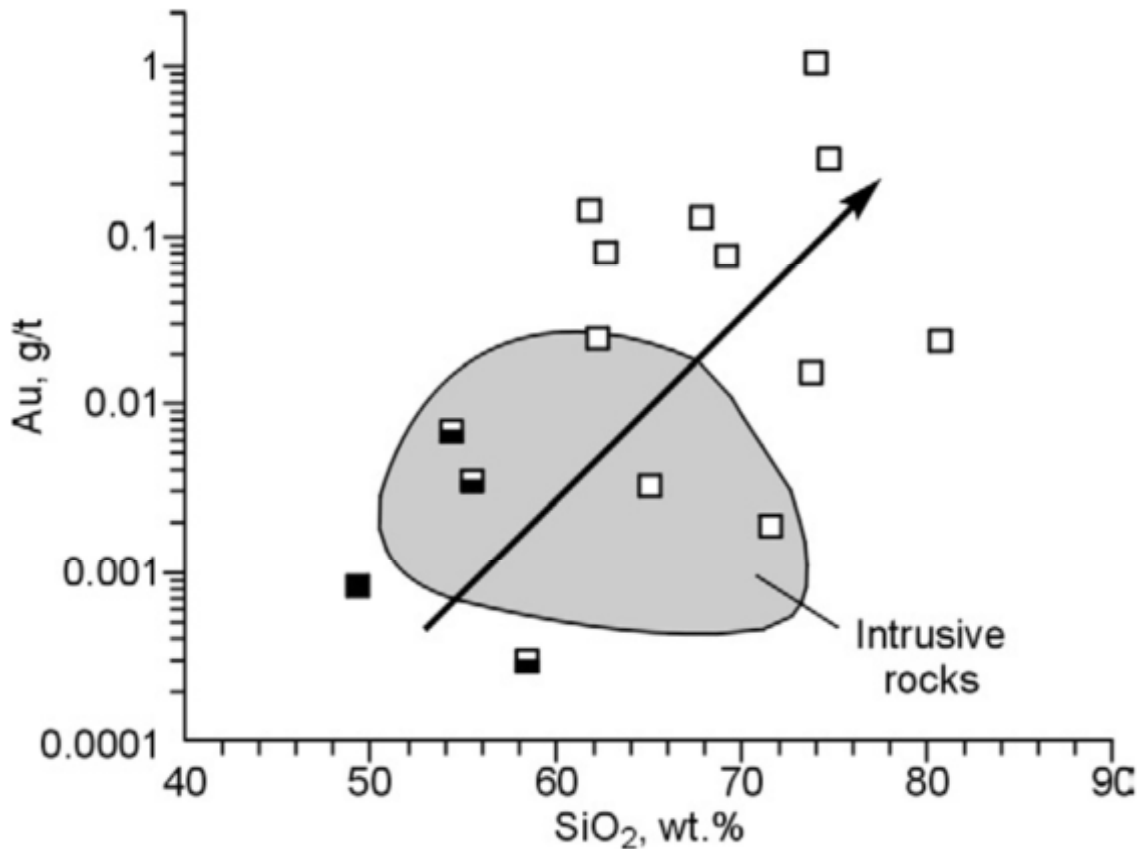


Fig. 4.25. The Au–SiO<sub>2</sub> diagram for the dike series of the Koshrabad massif. For comparison, a field of intrusive rock varieties is given, after Yudalevich et al. (1991). Designations follow Fig. 4.21.

There are several large gold deposits in the Tien Shan sector of western Uzbekistan (Fig. 4.18.). In the South Tien Shan, in particular, in the North Nuratau Ridge, gold mineralization is localized mainly in Lower Paleozoic black-shale strata and in places is spatially associated with granitoid intrusions. The problem of a mantle or crustal source of gold was discussed elsewhere (Chiaradia et al., 2006; Golovanov, 2001). A mantle source was not revealed in the rocks and ores of the Muruntau and Zarmitan deposits (Graupner et al., 2010). The regional association of the deposits with black-shale strata points more likely to the crustal origin of gold. For the Koshrabad massif, this is confirmed by higher gold contents in the rocks of the main phase, which, in contrast to the mafic rocks, are contaminated with crustal matter. At the same time, melts and fluids of mantle genesis might have been the sources of heat and solutions necessary for the mobilization of gold from black-shale strata.

#### **4.6.6. Conclusive remarks on the Koshrabad massif**

The Koshrabad massif is assigned to Hercynian postcollisional intrusions, which are characterized by a narrow age interval (280–295 Ma), confinement to regional shear zones, and the presence of different types of spatially and temporarily associated granitoids and alkaline rocks.

The massif is composed of two series: mafic rocks and quartz monzonites and granites of the main phase. The porphyritic granitoids of the main phase contain alkali-feldspar ovoids and are a series of feldspathic cumulates. The mafic rocks developed in the central part of the massif resulted from the injection of mafic magma into the nonconsolidated rocks of the main phase with the subsequent formation of hybrid rocks and various dike series.

All massif rocks are characterized by high  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  values and the presence of fayalite, which evidences the reducing conditions of their formation. The mafic rocks resulted from the fractional crystallization of alkali-basaltic mantle melt, and the granites of the main phase show signs of contamination with crustal substance. The high  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  values and HFSE contents make the massif rocks similar to A-type granites.

The data on the geochemical evolution of the massif rocks confirm the genetic relationship of the gold deposits localized within the massif with magmatic processes and suggest the accumulation of gold in residual acid melts and the rapid formation of ore quartz veins in the same structures that controlled the intrusion of late dikes.

The formation of coeval but compositionally different granitoid intrusions in the North Nuratau Ridge is explained by the synchronous melting of various crustal protoliths in the zone of transcrustal shear as a result of the ascent of hot asthenospheric matter in the dilatation setting. The circulation of hydrothermal solutions caused by this process favored the mobilization of ore elements from crustal rocks and the formation of their commercial concentrations.

#### **4.6.7. The geodynamic setting of postcollisional intrusion in the North Nuratau Ridge**

The large-amplitude shears formed along the main tectonic Tien Shan sutures at the postcollisional stage, beginning from the Early Permian (Laurent-Charvet et al., 2003). The North Nuratau Ridge is a dilatation structure complicating the main South Tien Shan suture passing in its northern part (Figs. 4.17. and 4.18.). A specific feature of the ridge is abundant

granitoid intrusions differing significantly in composition. Amphibole-containing I-type granitoids are the most widespread; they compose the eastern part of the Temirkobuk massif, the Aktau massif, and other intrusions of the North Nuratau Ridge. The western part of the Temirkobuk massif is composed of garnet-containing two-mica S-type granites, which were also mapped as individual bodies within the Aktau and other massifs (Fig. 4.18.). In geochemistry the Koshrabad massif is similar to A-type granites. A strong difference in  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  values between the Koshrabad massif rocks and the I- and S-type granites of the Temirkobuk massif is seen from Fig. 4.21. e. The compositionally different types of granites might have formed in different geodynamic settings and thus at different time. However, U-Pb zircon dating of the North Nuratau intrusions showed their close ages (Fig. 4.18.); moreover, the I- and S-granites of the Temirkobuk massif and granites of the Koshrabad massif formed nearly synchronously, at 281–287 Ma (Seltmann et al., 2011). Thus, the North Nuratau structure exhibits all main features of the Hercynian postcollisional granitoid magmatism in the Tien Shan: a relatively narrow age interval (280–295 Ma), confinement to the regional shear zones, and the presence of spatially and temporarily associated granitoids of different types and alkaline rocks (Konopelko et al., 2007, 2009; Nenakhov and Belov, 1996; Seltmann et al., 2011). To explain these peculiarities, Konopelko et al. (2007) proposed a model, based on the constructions by Teyssier and Tikoff (1998), for the San Andreas Fault in California, which is the best studied modern intracontinental transform fault with a vertical shear. According to this model (Fig. 2.22.), the large-amplitude shears that appeared at the postcollisional stage are transcrustal and disturb both the lithospheric mantle and the asthenosphere. Shear stresses result in dilatation and the appearance of subhorizontal detachment zones in the crust basement. The dilatation causes the ascent of hot asthenospheric material along the shear zone and into the subhorizontal detachment zones. The asthenospheric substance is a source of heat and fluids, which can cause melting in the shear zone and subhorizontal zones in the crust basement. Melting of the lithospheric mantle and crustal protoliths can lead to the appearance of melts of different compositions, including alkaline rocks, and crustal cells of hydrothermal-solution circulation. The intrusion of postcollisional granitoids and formation of ore deposits as a result of this circulation can be caused by the same processes but not be related to each other, though both are controlled by the same zones of transcrustal shears. A subsequent expansion of the

detachment zones in the crust basement can lead to the delamination of the lithospheric mantle and induce new magmatism pulses.

Thus, the Hercynian postcollisional magmatism and metallogeny of the North Nuratau Ridge were probably determined by the processes running within the large-amplitude transcrustal shear and feathering faults. The mafic rocks of the Koshrabad massif resulted from the fractionation of initially mantle alkali-basaltic melt, and the granitoids of the main phase bear signs of crustal-matter assimilation. The synchronous formation of the I- and S-granites of the Temirkobuk massif was probably caused by the synchronous melting of different crustal protoliths at different depths along the shear zone. The wide spread of gold-ore occurrences associated with granitoid intrusions evidences that the postcollisional magmatism was accompanied by the intense circulation of hydrothermal solutions, which led to the mobilization of ore elements from crustal rocks and the formation of their commercial concentrations.

#### **4.7. Conclusions: geodynamic model of Paleozoic evolution of western Tien Shan and tectonic settings of granitoid series**

The evolution of the southern Tien Shan in the Paleozoic is generally associated with the history of the ocean basins - the Turkestan and Paleotethys. The ophiolite suture of the Turkestan or South Tien Shan ocean can be traced along the entire region from the Sultan-Uvais to the Chinese Tien Shan. Available age data for ophiolites and subductive volcanics (Mirkamalov et al., 2012; Kurenkov, 1983; Kurenkov and Aristov, 1995) indicate the opening of the basin in the Cambrian – Ordovician, and partial closure with the formation of an island arc in the northern part of the basin (Alexeev et al., 2016) and possibly the formation of an active margin in the south (Bukharin et al., 1985, 1989; Mukhin et al., 1989, 1991), already since the Ordovician and then in the Silurian. Our dating of plagiogranite of the ophiolite suture in the Sultan-Uvais (504 Ma) confirms the opening of the Turkestan ocean in the early Paleozoic. This early Paleozoic stage of development of the Turkestan Ocean is illustrated in Fig. 4.26. by the reconstruction for 425 Ma time slice. There are traces of earlier, Neoproterozoic basins of rift and oceanic types preserved in the Kyzylkum (Mirkamalov et al., 2012) and in the Gissar (Volkova and Budanov, 1999; Konopelko et al., 2015, 2019). Volcanism in some of these rift basins continued until the end of the Ordovician (Worthington

et al., 2017). Their opening and subsequent (up until the Ordovician) infilling led to the formation of black shales and sand-silty turbidites of Besapan series, which later may have had a critical role in the formation of gold mineralization at Muruntau and other deposits in the Kyzylkum (Kempe et al., 2016). At the beginning of the Silurian these formations became part of the structure of the newly-formed Kyzylkum-Alai continental block.

At the northern margin of the Turkestan ocean the subduction of its lithosphere continued under the Syrdarya continent (i.e., future Middle Tien Shan). This led to the formation of an active margin with granitoids in the time interval of 429-416 Ma and a probable marginal marine basin within the modern-day southwestern Chatkal. It is proposed that the Turkestan basin remained sufficiently wide because an island arc of primitive type formed within the basin. Dated by us gabbro of 438 Ma from the allochthone Tamdytau synform located to the north of the Muruntau deposit with strongly positive  $\epsilon_{Nd}$  (+5.2) and  $\epsilon_{Hf}$  (+16) and paleontologically dated Silurian volcanic of Sangruntau – Turkestan-Alai can be considered as parts of this arc (Biske, 1996).

By Upper Devonian (Fig. 4.26., time slice of 385 Ma) the early development of an active margin of the Syrdarya microcontinent ended, accompanied by formation of the volcanic belt and intrusion of granites, including those dated by us as 397 Ma in the Chatkal. Basaltic magmatism of plume type is manifested in the Devonian within the Turkestan ocean (Safonova et al., 2016). There was no subduction at that time. After the Lower Devonian the Gissar-Turkestan continental segment of the Southern Tien Shan (that had been entirely rebuilt by that time) also entered a passive stage of development, with the formation of clastic sediments followed by carbonate shelf and slope sediments. Here, however, until the Lower Carboniferous, there remain zones of clay-siliceous bathyal sediments (Agbasai, Vashan Formations etc.); their present location allows reconstruction of the residual (or newly opened?) basins, such as Zeravshan, and reflects the composite structure of the Gissar-Turkestan continental segment. The position of Lower-Middle Devonian arc-type volcanics in the eastern Sultan-Uvais remains unclear; they could be formed either at the continuation of an active margin of the Middle Tien Shan, or represent fragments of the South Tien Shan island arc.

According to paleontological data from the Gissar segment (Dalimov et al., 2003, 2009) supported with our new results the northern subduction zone resumed no later than Serpukhovian (about 320 Ma), i.e., active formation of the Middle Tien Shan margin that was

already a part of the Paleo-Kazakhstan continent Fig. 4.26., time slice of 315 Ma). Similar age data were also obtained for 1) the high-pressure metamorphism within the subduction zone of the Turkestan Ocean beneath the Paleo-Kazakhstan, 2) the first thrust deformations in the Turkestan-Alai, and 3) the exhumation process and superficial destruction of metamorphic rocks (Biske, 1996; Biske and Seltsmann, 2010; Hegner et al., 2010; Alexeiev et al., 2016b). At the same time, in the inner part of continental segments of Gissar, Turkestan and Kyzylkum involved in the subduction, shelf carbonates had been deposited until Moscovian (Biske, 1996; Biske and Seltsmann, 2010; Alexeiev et al., 2016). Later (320-311 Ma, according to our data) a segment of voluminous metal-bearing granites of Almalyk and Kyzylalmasai batholites was formed on the active Chatkal-Kurama margin of the Paleo-Kazakhstan (Голованов, 2001; Golovanov et al., 2005).

In the Early Carboniferous (Tournaisian, but mainly Visean) an intense magmatism of active-margin type began in the southwestern Gissar, followed by the opening of the Gissar basin, which shortly after, i.e., in the Pennsylvanian, transformed into an ophiolite suture. More likely, the active margin above the subduction zone from the side of Paleotethys (Fig. 4.26., time slice of 315 Ma) has been split off. At the back of this zone (modern day Gissar and Zeravshan ridges) there appeared Visean back-arc deformations of the Jijikrut region (Baratov, 1976; Biske and Seltsmann, 2010), and presumably there could be another subduction zone with subduction of the crust of the Vashansk (Zeravshan) basin to the south. In the same time frame there emerged thermal metamorphism of the Zeravshan Range (Mirkamalov et al., 2012) and then the Gissar volcanic belt was formed, that also included the large Gissar granite batholith. Model ages of granites indicate their origin from the Proterozoic continental basement. Our age data of the Gissar batholith formation is 321-298 Ma, which changes previous estimates (Afonichev and Vlasov, 1981; Baratov, 1976) towards older ages. Therefore, the Gissar pluton can be attributed mainly to the completion stage of subduction and beginning of collision. Turbidites were formed in the Gissar ridge from the beginning of Serpukhovian followed by partially volcanic molasses.

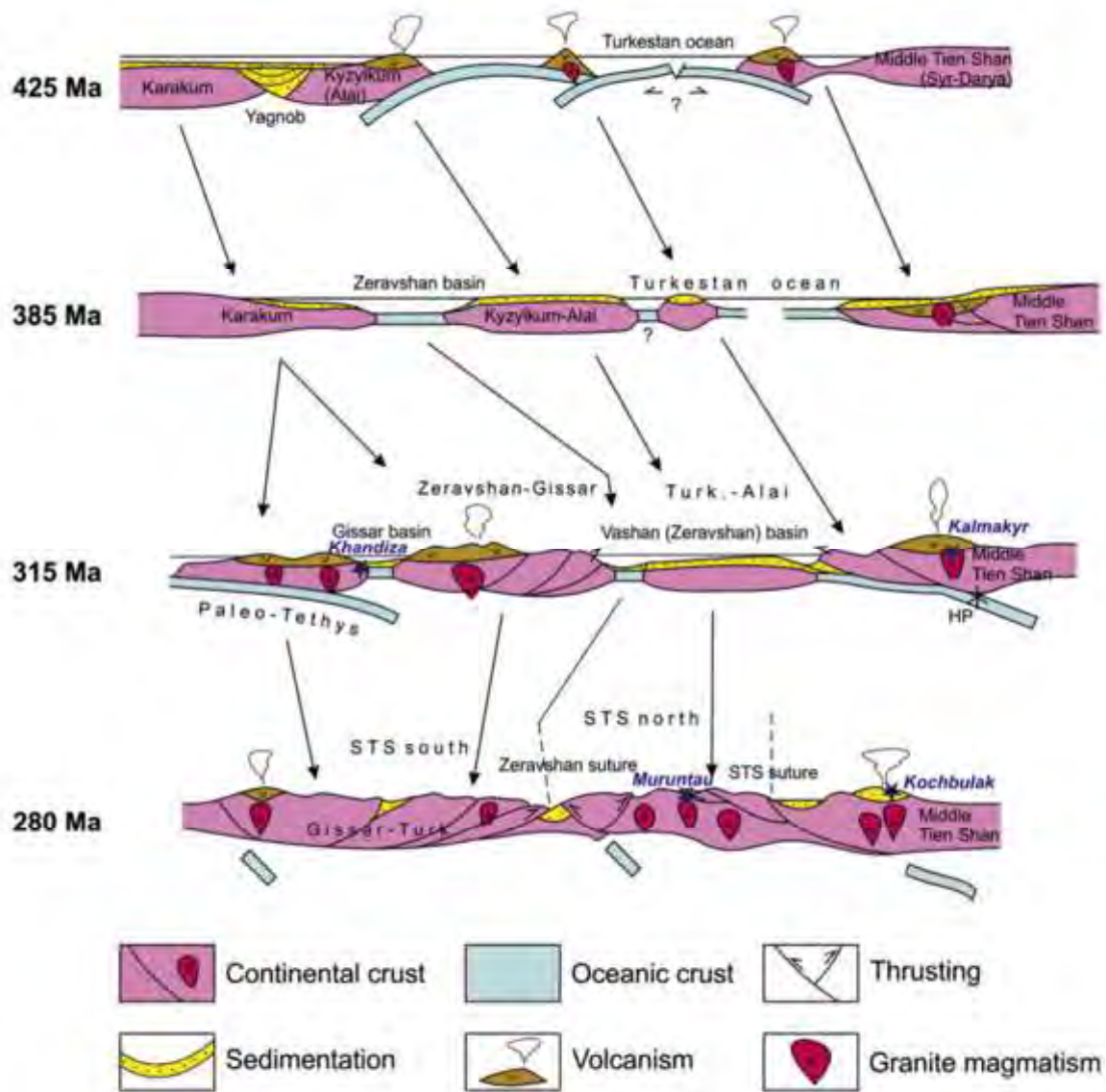


Fig. 4.26. Cartoons showing suggested tectonic setting and geodynamic evolution of western Tien Shan, Uzbekistan during the Paleozoic. For explanation, see text.

The traditionally proposed continuation of the Middle Carboniferous magmatic margin to the west up to the Sultan-Uvais is partly confirmed by our age data for gneiss-granite of about 311 Ma. It is possible to assume that in the Sultan-Uvais the accretion-collision events of this epoch are exemplified by the formation of an imbricate structure (Savchuk et al., 1997), superimposed on the Ordovician (?) - Devonian island arc volcanics accreted to the Paleo-Kazakhstan and then strongly metamorphosed (Dalimov, 2000). In the western block of the Sultan-Uvais (Sheihdzheily unit) granites with age 382 Ma and strongly positive  $\epsilon Nd$  and  $\epsilon Hf$  values of +7 and +14, respectively, indicate that these granites could belong to the continuation of the Urals collisional belt (Lutz and Feldman, 1992)



and post-date the island arc, which is similar to the Irkendyk arc of the Magnitogorsk zone of the Urals.

Middle Carboniferous - Early Permian collision created a thrust-imbricated thick crust of the whole region, formed syn- to postorogenic granitoids and alkaline plutons (Fig. 4.26., time slice of 280 Ma). Formation of postcollisional intrusions in different terranes could occur in various tectonic settings. Shoshonitic composition of postcollisional series of the Chatkal-Kurama terrane can be explained by formation as a result of slab break off at postcollisional stage (Konopelko et al., 2017). To explain voluminous postcollisional magmatism of the Kyzylkum Segment a model of delamination of lower crust and its replacement by the material of asthenospheric mantle was suggested (Konopelko et al., 2011, Seltnann et al., 2011). Finally, coeval emplacement of geochemically contrasting granitoids in the North Nuratau fault zone could result from contemporaneous melting of different protoliths at different depths in a translithospheric shear zone (Konopelko et al., 2011). The last scenario is supported by the fact that peak of postcollisional magmatism (290–280 Ma) closely correspond in time with formation of sinistral shear zones at the southern margin of Paleo-Kazakhstan. During the late Permian these sinistral motions were replaced by dextral with formation of several regional faults, one of which is represented by Talas-Fergana fault (Buslov et al., 2003; Buslov, 2011; Bisle et al., 2013; Natal'in and Şengör, 2005). Early Permian postcollisional magmatic series formed in all terranes of Tien Shan. At former active margins (in Chatkal-Kurama terrane of Middle Tien Shan, Gissar Segment of South Tien Shan and in Sultan-Uvais) the postcollisional series were formed without interruption after the suprasubduction series and partially inherited geochemical features of the latter, while at former passive margins (in the Kyzylkum Segment of South Tien Shan) the postcollisional series formed after a significant period of amagmatic development. In certain areas of the Tien Shan, postcollisional intrusions are bound to the South Tien Suture and related faults (e.g. in the North Nuratau range), while in other terranes emplacement of postcollisional intrusions were not related to regional faults. The Nd-Sr-Pb-Hf isotopic compositions of the postcollisional granitoids of the western Tien Shan indicate their origin from crustal or mixed sources, which is in accordance with data for postcollisional granitoids elsewhere in Tien Shan (Konopelko et al., 2015, 2017). At the same time, juvenile isotopic characteristics and primitive geochemical compositions of some granitoid series of Sultan-Uvais and northern part of the Kyzylkum Segment suggest that small blocks of juvenile

crust can be present under Meso-Cenozoic cover of western Uzbekistan, similar to blocks of juvenile crust of eastern Kazakhstan and Junggar (Jahn et al., 2000).

## 5. Conclusions

The objects of the study comprised Hercynian granitoids of western Tien Shan. Postcollisional granitoids were studied in the Kyzylkum, Gissar, Alai and Kokshaal Segments of the South Tien Shan, which formed at a former passive margin of the Turkestan Ocean. Supra-subduction granitoids and the transition from subduction-related to postcollisional magmatism were studied in Sultan-Uvais mountains and in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan that formed at the northern active margin of the Turkestan Ocean. Results of investigation of several late Paleozoic intrusions emplaced in the Northern Tien Shan outside the Hercynian fold belt are also considered in his work. In total, more than 70 magmatic suites have been investigated in the course of this study. Chemical compositions were analyzed in more than 150 rock samples. Ages of 80 samples of granitoids were established utilizing *in situ* U-Pb zircon dating, and the Nd, Sr, Hf and Pb isotopic compositions in these whole rock samples were analyzed. As a result, time intervals of Devonian-Carboniferous supra-subduction and early Permian postcollisional magmatic episodes were for the first time determined with high precision. Based on new geochemical data, main trends of the compositional evolution of granitoids on a regional scale were explained, and petrogenesis of the most characteristic magmatic suites was deciphered. Results of isotopic geochemical investigations and isotopic mapping of granitoids allowed to characterize the crust of various terranes of western Tien Shan. The obtained results allowed to reconstruct the geological history of Tien Shan and to propose models explaining the origin of granitoids in various terranes. The most important conclusions are summarized in four theses, which are stated below.

- 1). Main geological features of western Tien Shan developed in the course of the Paleozoic evolution of the Turkestan Ocean. Ages of ophiolites show that this ocean was opened as early as in Cambrian-Ordovician, which is supported by the obtained age of the plagiogranite from the Sultan-Uvais ophiolite (505 Ma). The early Paleozoic arcs of the Turkestan Ocean are poorly preserved. At the beginning of Silurian, an ensimatic island arc probably existed in the northern part of the Turkestan Ocean where 438 Ma gabbroids of the Teskuduk ophiolite in the Kyzylkum Segment of South Tien Shan were formed. However, subduction to the north since late Silurian is well documented by the late Silurian – early Devonian supra-subduction

magmatic series formed at the northern active margin of the Turkestan Ocean and well preserved in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan and in Sultan-Uvais mountains. Nine out of eleven dated intrusions in the Chatkal-Kurama terrane yielded ages in the range 429 – 414 Ma, and only two intrusions have younger ages of 397 and 401 Ma similar to an age of 382 Ma, obtained for the granodiorite of Sultan-Uvais. In the Middle Devonian the supra-subduction magmatism at the northern margin of the Turkestan Ocean has terminated and the whole area was uplifted and eroded. From the Middle Devonian to the Early Carboniferous this region was covered by ca. 2500 m thick carbonate sediments indicating cessation of subduction and transition from active to passive margin or transform plate boundary environment. In the early - middle Carboniferous, the north-dipping subduction resumed, and the Middle Tien Shan became a southern active margin of the Paleo-Kazakhstan continent. Ages of nineteen magmatic rocks from the Chatkal-Kurama terrane fall in the range of 320 – 289 Ma and show that peak of the supra-subduction magmatism occurred in the middle – late Carboniferous. Possible continuation of this active margin in Sultan-Uvais is evidenced by an age of 311 Ma, obtained for the Istemes granite in this area. At the same time, in the early Carboniferous, the southern passive margin of the Turkestan Ocean experienced rifting and a short-lived Gissar rift basin has been formed in the south. Supra-subduction magmatic series of the Gissar range could have been formed during a short episode of subduction to the north in the small-scale Gissar basin or at the northern active margin of the Paleo-Tethys Ocean that was located to the south. Final closure of the Turkestan Ocean and Gissar rift in the late Carboniferous resulted in collision-related crustal thickening and emplacement of postcollisional intrusions. All the obtained U-Pb ages of postcollisional granitoids of the studied terranes fall into relatively narrow time span of 295 – 275 Ma with a peak at ca. 295 – 280 Ma, and co-inside with ages of postcollisional granites elsewhere in Tien Shan.

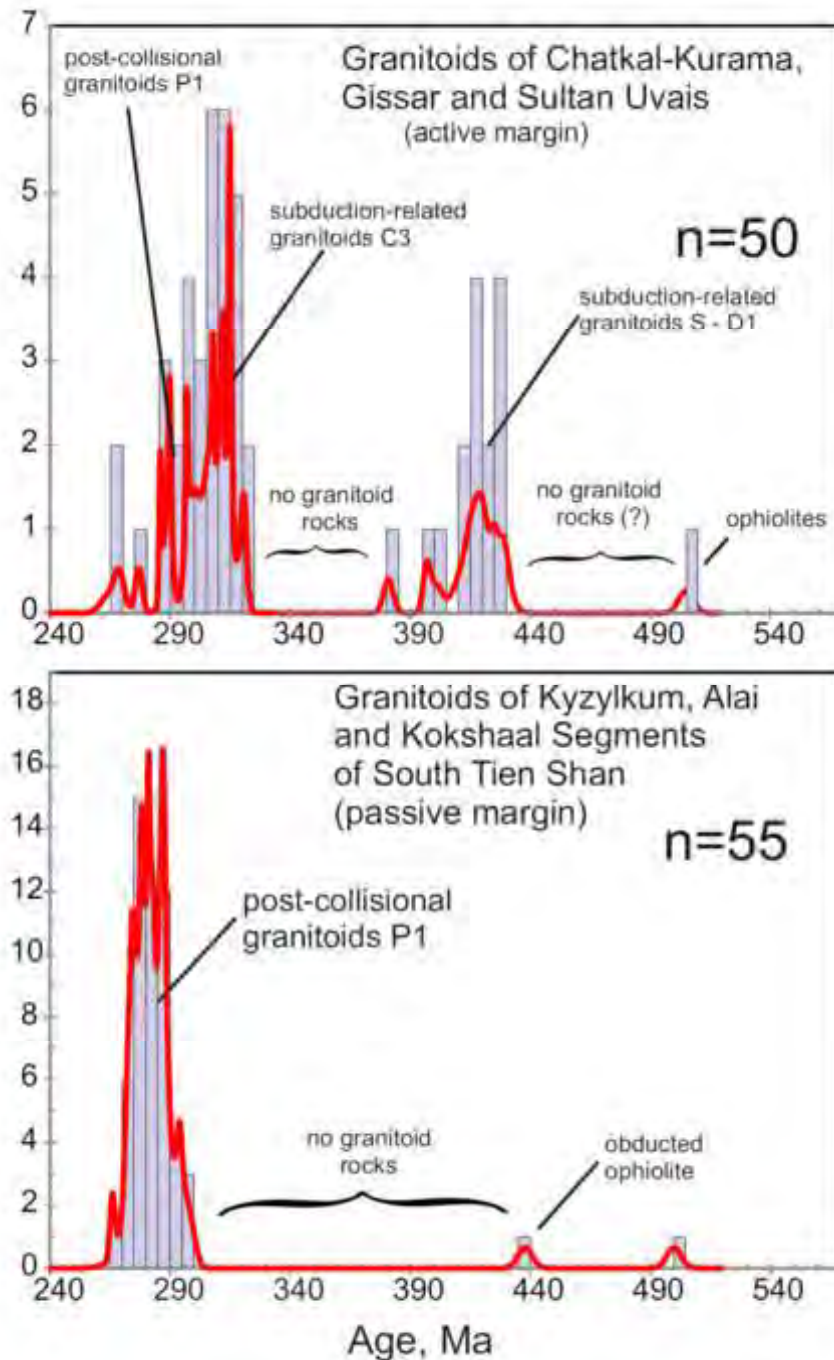


Fig. 5.1. Histograms showing distribution of ages of late Paleozoic subduction-related and post-collisional granitoid intrusions in various terranes of western Tien Shan illustrating difference of evolution of granitoid magmatism at former active and passive margins of the Turkestan Ocean. Data from this study, Mirkamalov et al., (2012), Glorie et al. (2011), Zhang et al. (2013), Dolgopolova et al. (2017), Loury et al. (2018), Alexeiev et al. (2019).

Thus, in the western Tien Shan, two groups of late Paleozoic granitoids are delineated: the Devonian – Carboniferous supra-subduction granitoids and the early Permian postcollisional granitoids. Postcollisional granitoids are characteristic for all terranes of western Tien Shan while supra-subduction granitoids are present locally in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan, in the Gissar Segment of the South Tien Shan and in Sultan-Uvais mountains. In the Kyzylkum, Alai and Kokshaal Segments of the South Tien Shan, which represent former passive margins of the Turkestan Ocean, the postcollisional intrusions were emplaced after a long period of amagmatic evolution, while in Chatkal-Kurama, Gissar and Sultan-Uvais supra-subduction and postcollisional granitoids form a single succession (Fig. 5.1.). New data on the ages of the Paleozoic granitoids are summarized in the **first thesis: In western Tien Shan there established 4 stages of Paleozoic magmatism related to the evolution of the Turkestan paleo-ocean: 1) plagiogranites of ophiolites with ages 506 – 438 Ma; 2) supra-subduction granitoids with ages in the ranges 429 – 414 and 320 – 300 Ma; 3) postcollisional granitoids with ages 295 – 280 Ma.**

2) Paleozoic granitoids of western Tien Shan are characterized by significant compositional variations. Geochemical classification of the granitoid series on a regional scale showed that their geochemical affinities were controlled by their geodynamic settings, as well as by the composition and age of the crust in various terranes of Tien Shan. As it was shown in Chapter 4, Silurian – early Devonian and Carboniferous supra-subduction granitoids, studied in the Chatkal-Kurama terrane, Gissar and Sultan-Uvais, form differentiated series with compositions varying from gabbro to granite. The rocks are classified as high-potassium calc-alkaline series (I-type granites) and are characterized by fractionated REE spectra with negative Eu anomalies and distinct enrichment in LIL and HFS elements in multicationic diagrams. These geochemical features are typical for magmatic series of active Andean-type continental margins where mantle-derived melts interact with continental crust. One exception is represented by granitoids of Sultan-Uvais, characterized by primitive trace element compositions indicating derivation from juvenile sources. Early Permian postcollisional granitoids are generally classified as shoshonitic or high-potassium calc-alkaline series. Shoshonitic granitoids are most common in the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan. Presence of mafic members in the shoshonitic series points to a mantle source. Early Permian granitoids of the Alai and Kyzylkum Segments of the South Tien Shan are

distinguished by the presence of coeval geochemically contrasting granite types, which is explained by inhomogeneous structures of their basements. As it was shown in Chapter 3, intrusions of the Alai Segment comprise four geochemically contrasting series including shoshonitic and I-type granitoids, peraluminous granitoids similar to S-type granites, and alkaline rocks and carbonatites. The Kyzylkum Segment also displays all these rock types with one additional special feature comprising several plagiogranite intrusions with primitive trace element compositions. Postcollisional intrusions of the Kokshaal Segment have relatively homogeneous composition and include granitoids of alkaline and alkali-calcic series, which is explained by the homogeneous character of the Kokshaal basement represented by thick Precambrian crust of the Tarim craton (Chapter 2). The most evolved varieties of the Kokshaal granites comprise tin-bearing Li-F topaz-bearing leucogranites with high concentrations of volatiles, LILE and HFSE. These differentiated granites were emplaced coevally with tholeiitic mafic rocks, making a bimodal magmatic series, and, locally, with alkaline syenites. The Kokshaal granites are metaluminous and rich in iron relative to magnesium, which makes them similar to rapakivi and allows to classify as A-type granites. Established geochemical characteristics of the Paleozoic granitoids of western Tien Shan are summarized in the **second thesis**: **Magmatic series of former active margins, exposed in the Chatkal-Kurama, Gissar and Sultan-Uvais, are represented by supra-subduction granitoids of calc-alkaline series (I-type granites) and by postcollisional shoshonitic granitoids. Postcollisional magmatism at former passive margins was controlled by the composition of the basement: homogeneous A-type granites predominate in the Kokshaal Segment, built up on Precambrian basement, while varied I- S- and A-type granites formed in the Alai and Kyzylkum Segments with more heterogeneous basements.**

3) Determination of Nd, Sr, Pb and Hf isotopic compositions of granitoids allowed to characterize the sources of the granitoids, and shed light on the crustal structure of various parts of western Tien Shan. Most of the analyzed early Permian granitoids of the Kokshaal and Alai Segments of the South Tien Shan, located in the eastern part of study area, are characterized by crustal Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions with negative  $\epsilon\text{Nd}(t)$  (from  $-3$  to  $-7$ ) and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (from  $-5.0$  to  $0$ ), and their Nd and Hf model ages in the range  $1.4 - 1.0$  Ga indicate derivation from mixed sources with significant amount of Mesoproterozoic or older crust. Supra-subduction and postcollisional granitoids of the Chatkal-Kurama terrane and



Gissar are distinguished from the Alai and Kokshaal granites by their variable and slightly elevated  $\epsilon\text{Nd}(t)$  (from  $-5.1$  to  $+0.7$ ) и  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (from  $-5.6$  to  $+3$ ) values. Model ages of granitoids of the Chatkal-Kurama terrane and Gissar are in the range  $1.6 - 1.02$  Ga indicating derivation from Meso- Neoproterozoic crust, which is supported by the presence of Neoproterozoic xenogenic zircon grains. More variable and partially elevated  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values in Carboniferous and Permian granitoids, compared to Silurian magmatic rocks, point to an origin from mixed sources possibly including the mantle component. Isotopic compositions of the early Permian granitoids of the Kyzylkum Segment of South Tien Shan are also characterized by significant variations. However, most of the analyzed samples have negative or around zero  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values. This feature unifies them with granites from other Tien Shan terranes and suggests derivation from Meso- Neoproterozoic crust, which is supported by their ancient model ages in the range  $1.47 - 1.22$  Ma. At the same time, several postcollisional intrusions of the Kyzylkum Segment are characterized by primitive trace element and depleted isotopic compositions. These include the tonalities of the Bokaly intrusion with juvenile Nd, Sr and Hf isotopic compositions and the plagiogranite of Shuruk intrusion. Similarly, juvenile isotopic compositions were established in all the analyzed granitoids from Sultan-Uvais mountains. Although isotopic compositions of Sr and Nd were analyzed only in one granitoid sample from Sultan-Uvais mountains, three other samples, where isotopic composition of Hf-in-zircon was analyzed, also demonstrate positive  $\epsilon\text{Hf}$  values (from  $+ 11.0$  to  $+ 14.3$ ) and young Hf model ages in the range  $0.67 - 0.48$  Ga. Slightly lower but also positive  $\epsilon\text{Hf}(t)$  value ( $+ 5.45$ ) was established in the deformed Istemes granite. The only early Permian ( $277$  Ma) postcollisional Aktau granite, analyzed from the Sultan-Uvais mountains, is also characterized by strongly positive  $\epsilon\text{Hf}(t)$  value ( $+ 11.04$ ) and represents a rare example of postcollisional granite derived from a juvenile protolith of mantle origin. Based on the established regularities of isotopic compositional variations of the studied granitoids of western Tien Shan, the **forth thesis** can be formulated as following: **Most of the granitoids of western Tien Shan were derived from Neoproterozoic or older continental crust. Granitoids derived from juvenile island arc crust were established only in northern Kyzylkum and Sultan-Uvais.** Such juvenile crustal blocks were found in Tien Shan for the first time.

4) Analysis and generalization of the obtained data allowed to propose models explaining the origin and compositional variations of the early Permian postcollisional granitoids in various

terrane of western Tien Shan. In the Chatkal-Kurama terrane of the Middle Tien Shan, the postcollisional granitoids are classified as shoshonitic and inherit geochemical signatures of the Devonian and Carboniferous supra-subduction series. Presence of mafic rocks in shoshonitic series points to a mantle source. However, geochemical compositions of the mafic rocks show that their sources were enriched in LILE as a result of mantle metasomatism and/or mantle-crust interaction. Hawkesworth et al. (1995), Feldstein and Lange (1999) and several other authors suggested that LILE and LREE-enriched shoshonitic melts, which formed in postcollisional setting but show geochemical characteristics of active margin supra-subduction magmas, could form from a mantle wedge that was enriched in incompatible elements during previous episodes of subduction. In this scenario, heating and melting of the enriched mantle wedge can be a result of slab retreating or slab break-off at postcollisional stage (Van Hunen and Miller, 2015). To explain the origin of geochemically contrasting postcollisional series of the Alai and Kyzylkum Segments of the South Tien Shan Konopelko et al. (2011) and Seltmann et al. (2011) suggested a model of delamination of the lower crust. According to this model, delamination of the lower crust and its replacement by the asthenospheric mantle produced geochemically contrasting postcollisional melts as a result of interaction of ascending hot asthenospheric mantle with various crustal protoliths. Another model, explaining the origin of postcollisional intrusions, associated with regional shear zones, such as the massifs of the Kokshaal Segment and Nurata mountains in the Kyzylkum Segment of South Tien Shan, is based on the results of investigation of the San-Andreas fault in California (Teyssier and Tikoff, 1998). As it was shown for the San-Andreas fault, strike-slip partitioning in the regional shear zones in the upper crust is a result of shearing in the upper mantle. The consequences of this plate-scale strike-slip displacements include the transfer of displacement from the mantle to the upper crust, which is accommodated in the middle-lower crust by flat-lying detachment zones. This transpressional system provides suitable conduits for ascending asthenospheric material and results in the influx of heat and melting at the base of the crust and along the detachments zones. Melting of various crustal protoliths result in contemporaneous production of chemically different magmas. In this scenario, coeval alkaline magmas originated from the lithospheric keels of Precambrian continents that were amalgamated in the course of collision. The proposed geodynamic models are summarized in the **fourth thesis**: **Postcollisional granitoids formed in various geodynamic settings. Shoshonitic series of the Chatkal-Kurama were produced from enriched mantle wedge as a result of slab**

**break-off. Origin and emplacement of intrusions in the Nuratau mountains and in the Kokshaal Segment was controlled by uplift of asthenospheric material in regional shear zones. Heterogeneous basement structures of the Kyzylkum and Alai Segments enabled delamination of the lower crust and its replacement by asthenospheric material.**

## Reference list

1. Abduazimova Z.M. (Ed.) Stratigraphic dictionary of Uzbekistan // Proceedings of Institute of mineral resources. Tashkent, Gidroingeo, 2001. 580 p. (in Russian).
2. Abduazimova Z.M., Ahber L.Ya., Startstev O.A., Churakov E.V. First findings of graptolites in Northern Nuratau (South Tien Shan) // Doklady of the Academy of Sciences of USSR, 1969. V. 187, №8. P. 1115-1119. (in Russian).
3. Abduazimova Z.M., Zhuravleva Z.A., Seledtsov E.I. Biostratigraphy of upper Precambrian of south Bukantau // Uzbek geological journal, 1982. №3. P. 23-27. (in Russian).
4. Abduazimova Z.M., Kozar N.A., Khairulina T.I. New data on Cambrian and Ordovician strata from southern slopes of Turkestan ridge // Doklady of the Academy of Sciences of Tajik SSR, 1983. V. XXVI, №10. P.641-644. (in Russian).
5. Abdullaev R.N., Surgutanova D.M., Rakhimov A.D. Lower Ordovician cherts and schists of Malguzar Mts. // Uzbek geological journal, 1987. №3. P. 57-61. (in Russian).
6. Abdullaev R.N., Dalimov T.N., Mukhin P.A., Bazarbaev R.N. Rifting in development of Paleozoic fold belts // Tashkent, Fan, 1989. 124 p. (in Russian).
7. Abzalov M. Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt, Uzbekistan // Economic Geology, 2007, v. 102. P. 519–532.
8. Afonichev, N.A., N.G. Vlasov (eds.) Geological Map of Kazakhstan and Middle Asia, 1:1 500 000 // Leningrad, VSEGEI. 1981. (in Russian).
9. Ahmedov, N.A. Basic features of gold mineralization in one deposits of Middle Asia // Uzbek geological journal. 1978. №4. P. 70-72. (in Russian).
10. Ahmedov, N.A. Fault structures at one of the ore fields of western Uzbekistan and their relation to gold mineralization // Uzbek geological journal. 1985. №4. P. 13-15. (in Russian).
11. Ahmedov, N.A. Diamond potential of Nurata region // Main problems of gology and development of resource potential of Uzbekistan. Proceedings of IMR. Tashkent, 1997. Book 1. P. 96-97. (in Russian).
12. Ahmedov, N.A. (Ed.) Stratified and intrusive formations of Uzbekistan. // Tashkent, 2000. 511 p. (in Russian).
13. Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske, Y.S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc

- system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc–continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // *Gondwana Research*, 2016, v. 39. P. 261–291.
14. Alexeiev D.V., Biske Yu.S., Djenchuraeva A.V., Kröner A., Getman O.F. Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, v. 173. P. 54–60.
  15. Andersson U.B., Eklund O., Fröjdö S., Konopelko D. 1.8 Ga Magmatism in the Fennoscandian shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment // *Lithos*, 2006, v. 86. P. 110-136.
  16. Apayarov F.Kh. Kumyshtag intrusion as a geochronological reference point in Talas Alatau (Northern Tien Shan) // *Ecological problems of development of mineral resources of Tien Shan mountains*. Bishkek, 2002. P. 67-71. (in Russian).
  17. Apayarov F.Kh. Early Devonian intrusive series of Northern Tien // *Natural resources (Ministry of natural resources of Kyrgyz republic)*, 2010. №1. P. 14–21. (in Russian).
  18. Apayarov F.Kh., Kiselev V.V., Zajkhozaya I.G., Lepekhina E.N., Presniakov S.L. New data on ages of intrusions of central part of Kyrgyz and Djungal ridges (Northern Tien Shan) // *Proceedings of international conference “Development of Earth sciences in Kyrgyzstan: current status, problems and perspectives”*. Bishkek, 2015. P. 31-35. (in Russian).
  19. Aristov, V.A., Chernyshuk, V.P. Two stages of chert formation in Hercynides of South Tien Shan // *Izvestia academiya nauk SSSR, Seriya geologicheskaya*, 1989. V. 12. P. 92-99. (in Russian).
  20. Ashurov A.A., Bardashev I.A., Bardasheva N.P., Goltman E.V., Leleshus V.L., Luchnikov V.S., Mahkamov A.B., Mukhabbatov V.M., Ospanova M.K., Pulatova M.Z., Sabirov A.A., Salibaev G.H., Khakimov F.H. Stratigraphic dictionary of the Phanerozoic of Tajikistan // *Dushanbe, Nedra*, 2012. 460 p. (in Russian).
  21. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western north America // *Geological Society of America Bulletin*, 1970, v. 81. P. 3513–3536.
  22. Baibulatov E.B., Bokonbaev K.D., Sabelnikov S.E., Solomovich L.I. Granitoids of eastern part of South Tien Shan // *Frunze, Ilim*, 1973. 242 p. (in Russian).
  23. Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration // *Society of Economic Geologists Newsletter*, 2005. № 61. P. 5–17.

24. Bakirov, A.B. Tectonic Position of Metamorphic Complexes of the Tian-Shan // Frunze, Ilim, 1978. 262 p. (in Russian).
25. Bakirov, A.B., Kiselev V.V., Korolev V.G. New data on stratigraphy of the Paleozoic of eastern part of Ulan and Naryntoo ridges // Materials on Tien Shan geology. Frunze, 1961. Vol. 1. P. 23-41. (in Russian).
26. Bakirov, A.B., Kotov V.V. Eclogite-bearing metamorphic formations – indicators of sutures between ancient continents // Precambrian and Lower Paleozoic of Tien Shan. Frunze, 1988. P. 4-25. (in Russian).
27. Baratov, R.B. (Ed.) Subdivisions of stratified and intrusive rocks of Tajikistan // Dushanbe. “Donish” publishing house, 1976. 269 p. (in Russian).
28. Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // Lithos, 2012, v. 153. P. 278–291.
29. Bea F., Montero P., Zinger T. The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns // Journal of Geology, 2003, v. 111. P. 579–595.
30. Bertman E.B. Mineral-geochemical parageneses and zonation of Muruntau deposit // Doklady of the Academy of Sciences of USSR, 1975. № 5. P. 45-47. (in Russian).
31. Bertman E.B. Vertical zonation and stages of mineralization in gold deposits of western Uzbekistan // Uzbek geological journal. 1976. №6. P. 7-12. (in Russian).
32. Bertman E.B. Gold-bearing formations of vein deposits (mineral-geochemical characteristics and principles of classification) // Tashkent. Fan, 1990. 167 p. (in Russian).
33. Biske, Yu.S. On paleogeographic and structural position of some limestone sections of South Tien Shan // Problems of stratigraphy. Leningrad. 1979. V.2. P. 103-112. (in Russian).
34. Biske, Yu.S. Shale mélangé of Maidan and overthrusts of the Southern Ferghana // Vestnik of Leningrad universita. 1983. V.6 (1), P. 40–45 (in Russian).
35. Biske, Yu.S. Lower Paleozoic of South Ferghana: structural position, stratigraphy, geological history // Vestnik Leningradskogo Universiteta, 1987. Seria 7-1, P. 3–10 (In Russian).
36. Biske, Yu.S. Island arcs in the Paleozoic history of the Southern Tien-Shan region // Geotectonics, 1991. V.25 (2), P. 127–131.
37. Biske Yu.S. Paleozoic Structure and History of Southern Tian-Shan // St. Petersburg, Izd. S.-Peterburg University, 1996. 190 p. (In Russian)

38. Biske Yu.S. Geology and evolution of the Central Asian orogenic belt in Kazakhstan and the western Tianshan // A. Kroner (ed.): The Central Asian orogenic belt. Geology, evolution, tectonics and models. Borntraeger Science Publishers, Stuttgart, 2015. P. 6-49.
39. Biske Yu.S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans // Gondwana Research, 2010, v. 17. P. 602–613.
40. Biske Yu.S., Usmanov P.P. Tectonic nappes in “sedimentation synclines” of Northern Nuratau // Vestnik Leningradskogo Universiteta, 1981. Ser. 7. V. 24. P. 5-11. (In Russian)
41. Biske, Yu.S., Porshnyakov, G.S., Zubtsov, S.Ye. Hercynides of the Atbashi-Kokshaal Region of the Southern Tianshan // Izd. Leningradskogo universita, Leningrad 1985. 190 p. (in Russian).
42. Biske Yu., Konopelko D., Shergina U., Kuznetsov L., Rublev A. Age and tectonic setting of Hercynian granitoid complexes of Kokshaal Segment, South Tien-Shan, Kirgizstan // Vestnik Sankt-Peterburgskogo Universiteta, 1996. Ser. 4, V.4. P. 58–72 (in Russian).
43. Biske Yu., Konopelko D. Is collisional magmatism really collision-related? (Tien Shan in late Paleozoic) // Nenakhov V.M. (Ed.) Problems of geodynamics and metallogeny of East-European platform. Proceedings of international conference. Voronezh university, 2002. P. 257-258. (in Russian).
44. Biske Yu.S., Shilov, G.G. Structure of the northern margin of Tarim massif (Eastern Kokshaal area, Tien Shan // Geotectonics, 1998. V. 32. P. 51–59.
45. Biske Yu.S., Konopelko D., Seltmann R., 2013. Geodynamics of the Late Paleozoic magmatism of Tien Shan and surrounding territories // Geotectonics. V. 47 (4). P. 291–309.
46. Black R., Lameyre J., Bonin B. The structural setting of alkaline complexes // J. Afr. Earth Sci., 1985, v. 3. P. 5 – 16.
47. Black R., Latouche L., Liégeois J.P., Caby R., Bertrand J.M. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara) // Geology, 1994, v. 22. P. 641-644.
48. Black R., Liégeois J.P. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony // J. Geol. Soc. (Lond.), 1993, v. 150. P. 89 – 98.
49. Blichert-Toft J., Chauvel C., Albarède F. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS // Contrib. Mineral. Petrol., 1997, v. 127. P. 248 – 260.
50. Bogdetsky V.N. The Songkul intrusive complex and related ore deposits // PhD thesis Tashkent, 1983. (unpublished, in Russian).



51. Bogdetsky V.N. Petrological features of formation of Songkul gabbro-diorite-granodiorite complex // *Petrology and metallogeny of magmatic formations of Tien Shan*. Frunze, Ilim, 1987. P. 121-144. (in Russian).
52. Bonin B. Ring complex granites and anorogenic magmatism. *Studies in Geology*, North Oxford Academic, Oxford-Elsevier, Amsterdam, 1986. 188 p.
53. Bonin B. From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1988, v. 68. P. 301 – 311.
54. Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // *Geol. J.*, 1990, v. 25. P. 261 – 270.
55. Bonin B. A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite–rapakivi magmatism connection // Demaiffe, D. (Ed.), *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts*. ULB-MRAC, Bruxelles, 1996. P. 201–217.
56. Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // *Lithos*, 2004, v. 78. P. 1 - 24.
57. Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 45 - 70.
58. Bortnikov N.S., Prokofiev V.Yu., Razdolina N.V. Genesis of gold-in-quartz veins Charmitan deposit (Uzbekistan) // *Geology of ore deposits*, 1996. V.38. P. 238-257.
59. Brezhnev V.L. Early geosyncline formations and stages of development of the Djangdjyr zone of hercynides of South Tien Shan // *Proceedings of VSEGEI*. Leningrad, 1976. V.224. P. 88-105. (in Russian).
60. Brezhnev V.L. Development of Paleozoic geosyncline in western part of South Tien Shan (case study from Nuratau-Turkestan region) // *Geological processes in Paleozoic fold belts of Middle Asia*. Frunze, 1981. P. 147-153. (in Russian).
61. Brezhnev V.L. On age and structure of basement of Tarim // *Doklady of RAN*. 1994. V.334, №5. P. 607-610.
62. Brown M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens // *Earth-science reviews*, 1994, v. 36. P. 83 – 130.

63. Bukharin A.K., Pyanovskaya I.A., Pyatkov A.K. Position of Kyzykum in the system of Paleozoic structures of Tien Shan and Urals // Proceedings of TashPI. Tashkent. 1964. V. 4. P. 21-28. (in Russian).
64. Bukharin A.K., Maslennikova I.A., Pyatkov A.K. Premesozoic structural-facial zones of western Tien Shan // Tashkent, Fan, 1985. 152 p. (in Russian).
65. Bukharin A.K., Maslennikova I.A., Novikova T.N., Kuzichkina Yu.M. On age of calc-silicate formations of Kyzylkum // New data on geology of Uzbekistan and surrounding territories. Tashkent, 1987. P 44 -53. (in Russian).
66. Bukharin A.K., Brezhnev V.D., Maslennikova I.A. et al. Tectonics of western Tien Shan // Moscow, Nauka. 1989. 152 p. (in Russian).
67. Burov V.G., Purkin M.M., Khristov E.V., Khristova M.P. Surteke intrusion of alkaline rocks // Zapiski Kyrg. otd. VMO, 1965. V. 5. P. 39-49. (in Russian).
68. Burtman V.S. Geology and mechanics of nappes // Moscow. Nedra, 1973. 104 p. (in Russian).
69. Burtman V.S. Structural geology of the Variscan Tien Shan // American Journal of Science, 1975, v. 275-A. P. 157 – 186.
70. Burtman V.S. Structural evolution of the Paleozoic folded systems (Variscides of the Tian-Shan and Caledonides of North Europe // 1976. 162 p. (In Russian).
71. Burtman V.S. Tien Shan and high Asia. Tectonics and geodynamics in Paleozoic // Moscow, GEOS. 2006. 216 p. (in Russian).
72. Burtman, V.S. Tectonics and geodynamics of the Tian Shan in the middle and late Paleozoic // Geotectonics, 2015. V.49 (4), P. 302–319.
73. Burtman, V.S., Klishevich V.L. On Variscan nappes in South and Northern Fergana // Geotectonics. 1971. №1. P.103-117. (in Russian).
74. Burtman, V.S., Moldavantsev Yu.E., Perfiliev A.S., Schults S.S. (Jr.) Oceanic crust of variscides of Urals and Tien Shan // Soviet geology. 1974. №3. (in Russian).
75. Burtman, V.S., Klishevich V.L., Kotova L.N. et al. New data on the Paleozoic ocean in South Fergana // Doklady of AN USSR. 1977. V.237. №3. P.668-671. (in Russian).
76. Buslov, M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian Foldbelt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults // Russian Geology and Geophysics, 2011. 52 (1), 52–71.

77. Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave J., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A. Role of strike-slip faulting in Late Paleozoic–Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai–Sayan and East Kazakhstan regions // *Russian Geology and Geophysics*, 2003. V.1–2. P. 47–71.
78. Cantagrel J.M., Didier J., Gourgaud A. Magma mixing: origin of intermediate rocks and «enclaves» from volcanism to plutonism // *Phys. Earth Planet. Intern.*, 1984, v. 35. P. 63 - 76.
79. Carroll A.R., Graham S.A., Chang E.Z., McKnight C. Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China // Hendrix M.S., Davis G.A. (Eds.), *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*: Boulder, Colorado. 2001.
80. Charvet J., Shu L.S., Laurent-Charvet S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggaar plates // *Episodes*, 2007, v. 30-3. P. 162–186.
81. Chen J., Zhou T., Xie Z., Zhang X., Guo X. Formation of positive (Nd(T) granitoids from the Alataw Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: implication for Phanerozoic crustal growth // *Tectonophysics*, 2000, v. 328. P. 53–67.
82. Chenin P., Picazo S., Jammes S., Manatschal G., Müntener O., Karner G. Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective // *Geological Society, London, Special Publications*, 2018, v. 470, 6, <https://doi.org/10.1144/SP470.10>.
83. Chiaradia M., Konopelko D., Seltnann R., Cliff R. Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay // *Mineralium Deposita*, 2006, v. 41. P. 411-428.
84. Clemens J.D., Stevens G. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix // *Earth-science reviews*, 2016, v. 160. P. 333-349.
85. Conticelli S., Peccerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism from Central Italy: inferences on its genesis and on the mantle source evolution // *Lithos*, 1992, v. 28. P. 221 – 240.
86. Couzinié S., Laurent O., Moyen J-F., Zeh A., Bouilhol P., Villaros A. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf–O isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*, 2016. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.09.033.

87. Dalimov T.N., Ganiev I.N., Shpotova L.V., Kadyrov M.H. Geodynamics of Tien Shan // Tashkent, Universitet, 1993. 206 p. (in Russian).
88. Dalimov T.N., Ganiev I.N. Zonation of magmatism in Chatkal-Kurama region (Devonian and middle Carboniferous) // Uzbek geological journal. 1994. № 3. P. 23-34. (in Russian).
89. Dalimov T.N., Ganiev I.N., Yudalevich Z.A., Divaev F.K. // Geology and mineral resources of Uzbekistan // Tashkent, Universitet, 1998. P. 192-345. (in Russian).
90. Dalimov T.N., Ganiev I.N., Ishbaev Kh.D., Chatkal-Kurama hot spot and history of the evolution of the magmatism // Tashkent. University Publ. House. Geology and Mineral Resources, 2003. 5, 3-14 (in Russian).
91. Dalimov T.N., Ganiev I.N. Evolution and types of magmatism in the Western Tien Shan // Tashkent. University Publishing House, 2010. 226 p. (in Russian).
92. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth and Planetary Science Letters, 1995, v. 129. P. 85-102.
93. De Boorder H., Zeylmans van Emmichoven M. 2005. From Urals to Altaids — Structural Continuity? // Abstract Volume of IGCP-473 CERCAMS-6 Workshop “Mineral Deposits of the Urals”, Natural History Museum, London, 27–28 October 2005 ([ftp://ftp.geog.uu.nl/pub/posters/2005/From\\_Urals\\_to\\_Altai-structural\\_continuity\\_2005.pdf](ftp://ftp.geog.uu.nl/pub/posters/2005/From_Urals_to_Altai-structural_continuity_2005.pdf)).
94. De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // Journal of Asian Earth Sciences, 2012, v. 44. P. 149–168.
95. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic // Nature, 1981, v. 291. P. 193–196.
96. DePaolo D.J. Age dependence of the composition of continental crust as determined from Nd isotopic variations in igneous rocks // Earth and Planetary Science Letters, 1988, v. 59. P. 263 – 271.
97. DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert, G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern U.S // J. Geophys. Res., 1991, v. 96. P. 2071 – 2088.

98. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75. P. 2625 – 2647.
99. Dewey J.F., Burke K. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision // *J. Geol.*, 1973, v. 81. P. 683 – 692.
100. Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // *Tectonics*, 1988, v. 7. P. 1123 - 1139.
101. Dolgoplova A., Seltmann R., Armstrong R., Belousova E., Konopelko D. Crust-mantle interaction in the formation of Kalmakyr and Muruntau ore giants, Uzbekistan // CERCAMS-16 Workshop and Final Conference of IGCP-592 “One billion years of crustal growth from Altai to SW Pacific”, Natural History Museum, London: 26-28 October 2016. Abstract volume. 2016. P 14.
102. Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu.S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*, 2017, v. 47. P. 76 – 109.
103. Dovzhikov A.Ye. Tectonics of South Tien Shan (geological conditions of formation of Paleozoic fold structures) // Moscow., Nedra. 1977. 169 p. (in Russian).
104. Dovzhikov A.Ye., Ivanov G.V., Knauf V.V. Structural position and age of green-schist formations of South Tien Shan // *Soviet geology*. 1984. №3. P.71-76. (in Russian).
105. Dovzhikov A.Ye., Knauf V.V., Shvanov V.N., Geological specificism of the metamorphic and transitional to metamorphic zones of the Southern Tian-Shan territory // *Vestnik of Leningrad university, Ser. Geology and geography*, 1981. V.12 (2), P. 41–48. (in Russian).
106. Dodonova T.A. Magmatic formations of Kyrgyzia // Frunze, Ilim, 1974. 200 p. (in Russian).
107. Dodonova T.A., Pomazkov K.D., Pomazkov Ya.K. Endogenic geological formations of Kyrgyzia. Vol. 1 Magmatic formations // “Yilim” Publishing House, Frunze, Kyrgyz SSR, 1984. 212 p. (in Russian).
108. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26. P. 115 – 134.
109. Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 87–108.

110. Ez V.V. Urals – Tien Shan orocline – a single belt or a result of plate convergence? // Geophysics at the edge of two centuries. Izbrannie Trudy OMFZ RAN. OMFZ RAN publishing house, 1999. P. 107-123. (in Russian).
111. Ez V.V. Problem of the Urals-Tien Shan junction in the light of investigation of Sultanuizdag // General problems of tectonics. Tectonics of Russia. Moscow, GEOS, 2000. P. 624-627. (in Russian).
112. Faure G. Principles of isotope geology // Moscow, Mir, 1989. 590 p.
113. Feldstein S.N., Lange R.A. Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction modified mantle // Journal of Petrology, 1999, v. 40 (8). P. 1301–1320.
114. Fernandez M., Marzan I., Correia A., Ramalho E. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula // Tectonophysics, 1998, v. 291. P. 29 - 53.
115. Filippova L.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asia fold and thrust belt // Russian Journal of Earth Sciences, 2001, v. 3. P. 405–426.
116. Frost C.D., Frost B.R. High-K, iron-enriched rapakivi-type granites: the tholeiite connection // Geology, 1997, v. 25. P. 647–650.
117. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology, 2001, v. 42 (11). P. 2033–2048.
118. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // Journal of Petrology, 2008, v. 49. P. 1955–1969.
119. Garkovets V.G. On some differences between Urals and Tien Shan, and on evidence of vergency of development of Urals-Tien Shan fold belt // On the problem of connection between Urals and Tien Shan. Alma-Ata. Nauka. 1969. (in Russian).
120. Garkovets V.G. On regularities of structure and development of magnetite belt of the Middle Tien Shan // Uzbek geological journal. 1970. №5. (in Russian).
121. Garkovets V.G. Lithological and geological-structural conditions of localization of gold mineralization of Kyzylkum type // Doklady AN USSR. 1975. V.222, №1. P. 193-196. (in Russian).

122. German L.L., Budianskiy L.D., Trans-spreading magmatism: a geodynamic model // Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, 1990. V.314, P. 1467–1471 (in Russian).
123. Ghes M.D. Magmatism and geodynamic evolution of Caledonian orogeny of Tien Shan // Tectonics of Asia. Moscow, GEOS, 1997. P. 64-66. (in Russian).
124. Ghes M.D. Terrane structure and geodynamic evolution of the Caledonides of Tian-Shan // Bishkek, Altyn Tamga Publishing House, 2008. 158 p. (in Russian).
125. Ghes M.D., Seliverstov K.V. Geodynamics, magmatic and metallogenic zonation of the Paleo-Tethis margin (Chatkal region of Tien Shan) // Geology of ore deposits. 1995. V.37-2. P. 132-142.
126. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // Tectonics, 2011, v. 30, TC6016.
127. Glorie S., Jepson G., Konopelko D., Mirkamalov R., Meeuws F., Gilbert S., Gillespie J., Collins A.S., Xiao W., Dewaele S., De Grave J. Thermochronological and geochemical footprints of post-orogenic fluid alteration recorded in apatite: implications for mineralisation in the Uzbek Tian Shan // Gondwana Research (submitted) (2019).
128. Golovanov I.M. Metallogenic zoning of copper mineralization of Uzbekistan // Zap. Uzb. Otd. VMO. Tashkent. 1976. V. 29. P. 129-137. (in Russian).
129. Golovanov I.M. Copper ores of western Tien Shan // Tashkent. Fan, 1978. 262 p. (in Russian).
130. Golovanov I.M. Comparison of exploration models for gold quartz veins (Muruntau) and gold-copper porphyry (Kalmakyr) deposit types // Proceedings of IMR. Tashkent, 1999. P. 44-49. (in Russian).
131. Golovanov I.M. Geological and industrial types of bed rock gold deposits of Uzbekistan // Geology and mineral resources, 2000. №1. P. 18-30. (in Russian).
132. Golovanov I.M. (Ed.) Ore deposits of Uzbekistan // Tashkent. GID-ROINGEO publishing house, 2001. 611 p. (in Russian).
133. Golovanov I.M., Tsoi A.V., Rakhubekov A.T. Quartz from the Almalyk copper-porphyry deposits (trace elements, fluid inclusions) // Zap. Uzb. Otd. VMO. Tashkent, 1974. V. 27. P. 70-76. (in Russian).



134. Golovanov I.M., Nikolaeva E.I., Kazhikhin M.A. Complex exploration model for copper-porphyry deposits // Tashkent, Fan, 1988. 202 p. (in Russian).
135. Golovanov I.M., Luzanovsky A.G., Virovets V.V. Ore potential of sedimentary formations of western Tien Shan // Proceedings of 28th International Geological Congress. Washington, 1989. P. 113-121. (in Russian).
136. Golovanov I.M., Kuznetsov Zh.N., Titova A.P. Results of exploration for ores and metallogenic prospects // Proceedings of SAIGIMS. Tashkent, 1991. P. 61-93. (in Russian).
137. Golovanov I.M., Rarimov H.K., Bazarbaev E.R. Geodynamic map of pre-Mesozoic formations of Uzbekistan 1:500000 as a basis for metallogenic // Proceedings of IMR. Tashkent, 1997. V. 2. P. 42-54. (in Russian).
138. Golovanov I.M., Seltmann R., Kremenetsky A.A. The porphyry Cu–Au/Mo deposits of Central Eurasia: 2. The Almalyk (Kal'makyr-Dalnee) and Saukbulak Cu–Au porphyry systems, Uzbekistan // Porter, T.M. (Ed.), Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, 2005. P. 513–523.
139. Golovko A.V., Kaminsky F.V. The shoshonite-absarokite-picrite Karashoho pipe, Uzbekistan: an unusual diamond deposit in an atypical tectonic environment // Economic Geology, 2010, v. 105. P. 825–840.
140. Graupner T., Niedermann S., Rhede D., Kempe U., Seltmann R., Williams C.T., Klemd R. Multiple sources for mineralizing fluids in the Charmitan gold(-tungsten) mineralization (Uzbekistan) // Mineralium Deposita, 2010, v. 45. P. 667-682.
141. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64. P. 133–147.
142. Haapala I., Rämö O.T., Flindt S. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic–granitic magmatism // Lithos, 2005, v. 80. P. 1–32.
143. Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. Calcalkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the basin and range // J. Geophys. Res. 1995, v. 100 (b7). P. 10271–10286.
144. Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A., Cawood P., Kemp T., Storey C. The generation and evolution of the continental crust // Journal of the Geological Society, 2010, v. 167. P. 229–248.

145. Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // *Tectonophysics*, 2000, v. 328. P. 69–87.
146. Howell D.G., ed. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. 581 p.
147. Howell D.G. *Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth*. London, New York, Chapman and Hall, 1989. 232 p.
148. Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Principles of terrane analysis // Tectono-stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*: Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. P. 3-31.
149. Hu A., Jahn B.-M., Zhang G., Chen Y., Zhang Q. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks // *Tectonophysics*, 2000, v. 326. P. 15–51.
150. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971, v. 8. P. 523–548.
151. Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968, v. 73 (18). P. 5855– 5899.
152. Ivanikov V.V., Nenakhov V.M., Rublyev A.G., Abakumova L.N., Kuznetsov L.V., Khrestenkov P.A., New data on the age of granitoid and alkaline intrusions of Turkestan-Alai (based on results of K-Ar dating) // *Vestnik Leningradskogo Universiteta*, 1990. Seriya 7-4 (38), P. 85–90 (in Russian).
153. Izokh, E.P. (Ed.) *The formation analysis of the granitoids from the west Uzbekistan region // Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, Institute of Geology and Geophysics. Publishing house “Nauka”, Novosibirsk. Transactions of the Institute of Geology and Geophysics*, 1975. V. 220, 521 p. (in Russian).
154. Izraileva R.M. *Magmatic formations of Kyrgyziya // Origin and evolution of magmatic formations in Earth’s history*. Novosibirsk, Nauka, 1986. P. 153-155. (in Russian).
155. Jahn B.-M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2000, v. 23. P. 82–92.

156. Jenchuraeva R.J. Stratigraphy and foraminifera from middle Carboniferous strata of northern slopes of Turkestan-Alai // Frunze, Ilim. 1979. 184 p. (in Russian).
157. Jenchuraeva R.J., Nenakhov V.M. Stratigraphy of upper Paleozoic of axial part of Alai range // Bulletin MOIP, 1986. V. 61-3. P. 54-66. (in Russian).
158. Jenchuraeva R.J. Skarns of the Middle Tien Shan // Frunze. Ilim. 1983. 308 p. (in Russian).
159. Jenchuraeva R.J. Tectonic setting of porphyry-type mineralization and hydrothermal alteration in Paleozoic island arcs and active continental margins, Kyrgyz Range (Tien Shan), Kyrgyzstan // Mineralium Deposita, 1997, v. 32. P. 434–440.
160. Jenchuraeva R.J. Paleozoic history of geodynamic development of Tien Shan and its metallogeny // Metallogeny and perspectives of resource development. Almaty. 1999. P. 81-100. (in Russian).
161. Jenchuraeva R.J. Geodynamics, metallogeny and ore formation (example from Tien shan and surrounding areas) // Bishkek, 2010. 222 p. (in Russian).
162. Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišik M., Evans N.J., Mamadjanov Y., Collins A.S. Thermochronological insights into the structural contact between the Tian Shan and Pamirs, Tajikistan // Terra Nova, 2018a, v. 30. P. 95-104.
163. Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišik M., Mirkamalov R., Mamadjanov Y., Collins A. S. Low-temperature thermochronology of the Chatkal-Kurama terrane (Uzbekistan-Tajikistan): Insights into the Meso-Cenozoic thermal history of the western Tian Shan // Tectonics, 2018b, v. 37-10. P. 3954-3969.
164. Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Mirkamalov R., Danišik M., Collins A.S. The low-temperature thermo-tectonic evolution of the western Tian Shan, Uzbekistan // Gondwana Research, 2018c, v. 64. P. 122-136.
165. Jepson G., Glorie S., Konopelko D. et al. The Mesozoic thermotectonic evolution of the western Tian Shan (Kazakhstan, Uzbekistan, Tajikistan) // The 16th International Conference on Thermochronology, Germany. Conference Abstracts, 2018d. P. 98.
166. Jiang C., Zhang P., Lu D., Bai K., Wang Y., Tang S., Wang J., Yang C. Petrology, geochemistry and petrogenesis of the Kalpin Basalts and their Nd, Sr and Pb isotopic compositions // Geological Review, 2004, v. 50 (5). P. 492–500 (In Chinese with English abstract).

167. Jiang C., Li Y., Zhang P., Ye S. Petrogenesis of Permian basalt on the western margin of the Tarim Basin, China // *Geol. Geofiz.*, 2006, v. 47 (2). P. 232–241.
168. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. 1983. Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the circum-Pacific region: Proceedings of the Oji International Seminar on Accretion Tectonics, Japan, 1981: Advances in Earth and Planetary Sciences*, Tokyo, Terra Scientific Publishing Co., 1983. P. 21-35.
169. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of Alaska (West of the 141st Meridian): U.S. Geological Survey Map MF-1874-A, 1 sheet, scale 1:2,500,000. 1987.
170. Kaislaniemi L.M. Dynamic modelling of post-collisional magmatism, Durham theses, Durham University. 2015. Available at Durham E-Theses Online: <http://etheses.dur.ac.uk/10970/>
171. Käßner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Sonntag B., Khan J., Stanek K.P., Zack G., Gadoev M., Oimahmadov I. Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*, 2017, v. 129. P. 281–303.
172. Kempe U., Seltmann R., Graupner T., Rodionov N., Sergeev S.A., Matukov D.I., Kremenetsky A.A. Concordant U–Pb SHRIMP ages of U-rich zircon in granitoids from the Muruntau gold district (Uzbekistan): timing of intrusion, alteration ages, or meaningless numbers // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 65. P. 308–326.
173. Kempe U., Graupner T., Seltmann R., de Boorder H., Dolgoplova A., Zeylmans van Emmichoven M. The Muruntau gold deposit (Uzbekistan): a unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan // *Geosci. Front.*, 2016, v. 7. P. 495–528.
174. Khain V.E., Tychkov S.A., Vladimirov A.G. Collisional orogenesis: a slab break of model during continental collision // *Geology and geophysics*, 1996. № 37-1. P. 5-16.
175. Khamrabaev I.H. Most important aspects of current problems of petrogenesis and ore genesis // *Geologiya va mineral resurslar*, 2000. № 2. P. 3-11. (in Russian).
176. Khamrabaev I.H., Khorvat V.A. et al. On characteristics of tungsten mineralization at the Charmitan gold deposit in Uzbekistan // *Uzbek geological journal*, 1973. № 1. P. 3-11. (in Russian).

177. Khristov E.V. On structural position of the Atbashi metamorphic complex // Doklady AN USSR. 1981. V. 257. №6. P. 1437-1439. (in Russian).
178. Khristov E.V. New data on age and tectonic setting of Paleozoic deposits of Han-Tengry massif // Doklady AN USSR. 1989. V. 306. №1. P. 166-168. (in Russian).
179. Khristov E.V. Finding of Precambrian rocks in Kokshaal-too range // Izv. AN KyrgSSR. Phys-tech. 1990. №3. P. 104-107. (in Russian).
180. Khristov E.V., Mikolaichuk A.V. Geosynclinal basement of the crust of the Fergana-Kokshaal Hercynides // Geotectonics, 1983. V.17 (3), P. 233–241. (in Russian).
181. Khristov E.V., Mikolaichuk A.V., Kozyrev V.I. The structure and composition of ophiolites in the Northeast Ferghana // Izvestiya of the USSR Academy of Sciences, Geological Series, 1986. V.2. P. 45–58 (in Russian).
182. Khristov E.V., Khristova M.P. Structural position and peculiarities of the ophiolites of eastern part of the South Tien Shan belt // Geotectonics. 1978. №5. P. 72-82. (in Russian).
183. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos, 2015, v. 212–215. P. 397–414.
184. Kiselev V.V. U–Pb zircon geochronology of magmatic rocks of the Northern Tien Shan // “Izvestiya” National Academy of Sciences of Kyrgyzstan, 1999. P. 21–33 (in Russian).
185. Klishevich V.L. Subdivision of lower-middle Devonian in zones based on tentaculata // Stratigraphy of lower-middle Devonian. Leningrad, 1973. V. 2. P. 137-142. (in Russian).
186. Klishevich V.L. On the scale of the nappes in Alai range (tectonic structures of Okhna region) // Vestnik Leningradskogo Universiteta, 1978. №6. V. 7-15. (in Russian).
187. Klishevich V.L. On tectonic nappe in Malguzar mountains (South Tien Shan) // Doklady AN USSR. 1986. V. 290. №1. P. 176-180. (in Russian).
188. Konopelko D. Paleozoic granitoid magmatism of western Tien Shan // Saint Petersburg university publishing house. Saint Petersburg. 2020. 196 p. (in Russian).
189. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // Precambrian Research, 2003, v. 120. P. 37-53.
190. Konopelko D., Mao J., Du A., Piatkov A., Biske G., Seltmann R. Re-Os age of molybdenite from the Sarytau tungsten deposit and timing of Hercynian events in the Bukantau mountains, central Kyzylkum, Uzbekistan // Akhmedov N.A. (ed.). Problems of Ore

Deposits and maximizing the prospecting efficiency. Proceedings of International Scientific-Technical Conference. Tashkent, Publ. IMR, 2003. P. 379-380.

191. Konopelko D., Seltnann R., Biske G., Matukov D., Sergeev S. Hercynian magmatism in the Tien Shan: new SHRIMP ages and metallogenic implications // Proceedings of the IGCP-486 and IGCP-473 Joint Workshop on Porphyry and Epithermal Deposits of the Chatkal-Kurama Region, 22–30 April 2006, Tashkent, 2006. P. 29–35.

192. Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Eklund O., Belyatsky B. Post-collisional granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications // *Lithos*, 2007, v. 97. P. 140-160.

193. Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Kiseleva M., Matukov D., Sergeev S. Deciphering Caledonian events: timing and geochemistry of the Caledonian magmatic arc in the Kyrgyz Tien Shan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, v. 32. P. 131–141.

194. Konopelko D., Seltnann R., Biske G., Lepekhina E., Sergeev S. Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren I-type versus tin-bearing A-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture // *Ore Geology Reviews*, 2009, v. 35. P. 206–216.

195. Konopelko D., Biske G., Kullerud K., Seltnann R., Divaev F., 2011. The Koshrabad granite massif in Uzbekistan: petrogenesis, metallogeny and geodynamic setting // *Russ. Geol. Geophys.* V.52 (12), P. 1563–1573.

196. Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*, 2012, v. 22. P. 300-309.

197. Konopelko D., Seltnann R., Apayarov F., Belousova E., Izokh A., Lepekhina E. U–Pb–Hf zircon study of two mylonitic granite complexes in the Talas-Fergana fault zone, Kyrgyzstan, and Ar–Ar age of deformations along the fault // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, v. 73. P. 334–346.

198. Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Petrov S.V., Lepekhina E. Age and petrogenesis of the Neoproterozoic Chon-Ashu alkaline complex, and a new discovery of chalcopyrite mineralization in the eastern Kyrgyz Tien Shan // *Ore Geology Reviews*, 2014, v. 61. P. 175 – 191.

199. Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev S. 2015. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm

- Block, South Tien Shan, Tajikistan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, v. 113. P. 711–727.
200. Konopelko D., Klemd R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology. *European Journal of Mineralogy*, 2016, v. 28(6). P. 1233–1253.
201. Konopelko D., Seltnann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research*, 2017, v. 47. P. 110–130.
202. Konopelko D., Apayarov F. Triassic thermal event in the western Tien Shan // *The 16th International Conference on Thermochronology, Germany. Conference Abstracts*, 2018. P. 44.
203. Konopelko D., Wilde S.A, Seltnann R., Romer R.L., Biske Yu.S. Early Permian intrusions of the Alai range: Understanding tectonic settings of Hercynian post-collisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*, 2018, v. 302–303. P. 405–420.
204. Konopelko D., Biske Yu.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltnann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B. Safonova I., Kotler P. Shatov V., Sun M., Wong J. Neoproterozoic South Tien Shan-Karakum basement metamorphosed in the early Carboniferous: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019. V.177. P. 275–286.
205. Kostitsyn Y.A. Rb-Sr system in rocks and minerals of Muruntau deposit // PhD thesis. Moscow 1991. 23 p. (in Russian).
206. Kostitsyn Y.A. Rb-Sr isotope study of the Muruntau deposit: dating of ore veins by the isochron method // *Geokhimiya*, 1993. V.9, P. 1308-1318 (in Russian); English version: 1994, *Geochemistry International* V.31(4), P. 53-64.
207. Kostitsyn Y.A. A Rb-Sr isotope study of the Muruntau deposit: 2563 magmatism, metamorphism and mineralization // *Geokhimiya* 1996. V.34(12), P. 1123-1138 (in Russian); English version: 1996, *Geochemistry International* V. 34(12), P. 1009-1023.
208. Kotelnikov V.I. Some aspects of formation of Hercynian structure of Turkestan and Alai ranges // *Tectonics and stratigraphy of Paleozoic and Mesozoic formations of South Tien Shan and Pamirs*, Leningrad, 1976. P. 69-88. (in Russian).
209. Kotelnikov V.I. Geological map of Turkestan, Alai and Fergana ranges with adjacent areas (South Tien Shan) 1:500 000. Explanatory notes // Leningrad, 1987. (in Russian).

210. Kotov N.V. Internal structure of some fault-related granitoid intrusions, form of their bodies and localization of gold and silver mineralization (South Tien Shan) // *Geology*, part 1. Izd Moskovskogo universiteta, 1993. P. 270-275. (in Russian).
211. Kotov N.V., Poritskaya L.G. A generalized genetic model of gold accumulation in gold-sulfide ore metasomatic formations in black shales (Central Kyzylkum) // *Geologiya I Geofizika*, 1990. (11), P. 49-57 (in Russian); English version: 1990, *Soviet Geology and Geophysics* V. 31(11), P. 46-53.
212. Kotov N.V., Poritskaya L.G. Peculiarities of geology, mineral associations in metasomatites and problems of genesis of the Muruntau gold deposit (Central Kyzylkum) // *Zapiski Vessoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 1991. V.120(4), P. 59-69 (in Russian); English version: 1992, *International Geology Review* V.34(1), P. 77-87.
213. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, v. 23. P. 605-627.
214. Kurchavov A.M., Kotov A.B., Salnikova E.B. et al. First isotopic data on granitoids of Devonian volcanic belt of Kazakhstan // *Petrology*. 2007. №5. P. 547 – 551.
215. Kurenkov S.A. Tectonics of ophiolite complexes of South Tien Shan // *Moscow Nauka*. 1983. 96 p. (in Russian).
216. Kurenkov S.A., Perfiliev A.S. Early stages of development of Turkestan-Alai paleotectonic structures // *Early geosyncline formations and structures*. Moscow, 1987. P. 137-149. (in Russian).
217. Kurenkov S.A., Perfiliev A.S., Pecherskiy D.M., Aristov V.A., Burakov K.S., Didenko A.N., Kopteva V.V., Koshkin A.V., Simonov V.A., Tikhonov L.V., Repeated spreading in the Alai Range ophiolites // Nikolaev V.T., Khain V.Ye. (Eds.), *Intraplate events in the earth crust*. Nauka, Moscow, 1988. P. 71–102 (in Russian).
218. Kurenkov S.A., Aristov V.A. About the timing of crust formation of the Turkestan Palaeo-Ocean // *Geotectonics*, 1995. N6, P. 22-31. (In Russian).
219. Larin A.M. Rapakivi granites and associated rocks // SPb, Nauka, 2011. 402 p. (in Russian).



220. Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L.S. Late Paleozoic strike–slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics*, 2003, v. 22 (2). P. 1009–1034.
221. Le Fort P. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86. P. 10545–10568.
222. Leloup P.H., Kienast J.-R. High-temperature metamorphism in a major strike–slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, v. 118. P. 213–234.
223. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK. 1989. 193 p.
224. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73. P. 3661 – 3697.
225. Liégeois J.P. Preface—some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 1998, v. 45. P. 15–17.
226. Liégeois J.P. Black R. Petrology and Rb–Sr geochronology of the Late Pan-African calc-alkaline–alkaline transition in the Adrar des Iforas (Mali): Upper Precambrian crustal accretion // Klerkx, J., Michot, J. (Eds.), *African Geology*. Muse'e Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, 1984. P. 115– 145.
227. Liégeois J.P., Black R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali) // Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1987, v. 30. P. 381– 401.
228. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calcalkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 1 - 28.
229. Lobkovsky L.I., Nikishin A.M., Khain V.E. Current problems of geotectonics and geodynamics // Moscow, Nauchny Mir, 2004. 612 p. (in Russian).
230. London D. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as source of lithophile metal deposits // Thompson J.F.H. (Ed.), *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Society of Canada Short Course Series, 1995, v. 23. P. 175–202.

231. Loury C., Rolland Y., Lanari P., Guillot S., Bosch D., Ganino C., Jourdon A., Petit C., Gallet S., Monié P., Riel N. Permian charnockites in the Pobeda area: Implications for Tarim mantle plume activity and HT metamorphism in the South Tien Shan range // *Lithos*, 2018, v. 304–307. P. 135–154.
232. Ludwig K.R. Isoplot/Ex, Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Spec. Pub.*, Berkeley Geochronology Center 1a, 43. 1999.
233. Lutz B.G., Feldman M.S. Paleozoic magmatism of the Sultanuizdag ridge (Uzbekistan): geodynamic interpretation // *Geotectonics*, 1992. V.4, P. 64-74.
234. Mamadjanov Y., Geodynamics and metallogeny of shoshonite-latitude magmatism of the Middle Tien Shan // Dushanbe. “Devashtich” publ. house. 2004. 192 p. (in Russian).
235. Mamadjanov Y., Absarokites of the Adrasman volcanic depression in Chatkal-Kurama zone (Middle Tien Shan) // “Essential problems of geology and seismology of Tajikistan” Proceedings of scientific conference devoted to 20th anniversary of independence of Republic of Tajikistan. Dushanbe. “Donish” publ. house, 2011. P. 72-77 (in Russian).
236. Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Economic Geology*, 2004, v. 99. P. 1771-1780.
237. Marotta A.M., Fernandez M., Sabadini R. Mantle unrooting in collisional settings // *Tectonophysics*, 1998, v. 296. P. 31–46.
238. Maxson J., Tikoff B. Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States // *Geology*, 1996, v. 24 (11). P. 968–972.
239. McKenzie D.P. Speculation on the consequences and causes of plate motions // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1969, v. 18. P. 1–32.
240. Meyer M., Klemd R., Konopelko D. High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // *Lithos*, 2013, v.177. P. 207-225.
241. Meyer M., Klemd R., Hegner E., Konopelko D. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *Journal of Metamorphic Geology*, 2014, v. 32. P. 861–884.
242. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*, 1994, v. 37. P. 215–224.

243. Mirkamalov R.H., Golovanov I.M., Chirikin V.V., Fadeicheva L.P., Mirkamalova G.H. Atlas of models of ore deposits // Tashkent, GP NIIMR, 2010. 100 p. (in Russian).
244. Mirkamalov R.H., Abdullaev G.S., Mirkamalov H.H. Oil and gas potential of Paleozoic of western part of South Tien Shan // Geology of oil and gas. Moscow. Geoinform, 2013. №1. P. 78-84. (in Russian).
245. Mirkamalov R.H., Vanesian G.V., Chirikin V.V. Geology of pre-Mesozoic complex of western part of Northern Nuratau range // Geology and mineral resources, 2014. № 5. P. 34-46. (in Russian).
246. Mirkamalov R.H., Chirikin V.V., Khan R.S., Kharin V.G., Sergeev S.A. Results of U–Pb (SHRIMP) dating of granitoid and metamorphic complexes of the Tien Shan fold belt (Uzbekistan) // Vestnik SPbGU. 2012. V.7-1, P. 3–25 (in Russian).
247. Mirkamalov R.Kh., Divaev F.K., Seltmann R., Konopelko D.L. Geodynamic evolution of magmatism and related mineralization of the Western Tien Shan in the territory of Uzbekistan. Geology and mineral resources (Tashkent), 2018. V.1, P. 3-15.
248. Mirkhodjaev I.M., Khorvat V.A., Bulatova L.Sh. Metasomatites of gold deposits of Middle Asia // Proceedings of TashPI. Tashkent, 1972. V. 81. P. 30-34. (in Russian).
249. Mirkhodjaev I.M., Khohlov V.A., Golovin V.E., Beder A.B., Vetlichenko V.M. Metamorphic formations of Uzbekistan // Tashkent, Fan, 1977. 238 p. (in Russian).
250. Mirkhodjaev I.M., Khohlov V.A., Golovin V.E., Korchevskaya Yu.G. Ore potential of Precambrian formations of Western and South Tien Shan // Proceedings of 9<sup>th</sup> all-union metallogenic conference. Tashkent, 1979. P. 207-208. (in Russian).
251. Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // Nature, 1988, v. 335. P. 131–137.
252. Morozov Yu.A. The structure and kinematic evolution of the Urals – Southern Tien Shan (Sultan-Uvais ridge) junction region // Geotectonics, 2001. V.6, P. 32-55.
253. Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos 13, 97–108.
254. Mukhin P.A. Age and vergency of nappes of metamorphic formations of central Kyzylkum // Geological-structural conditions of formation of endogenic deposits of Middle Asia. Tashkent, 1976. P. 74-79. (in Russian).
255. Mukhin P.A., Karimov H.K. New model for geodynamics and metallogeny of Middle Asia // Uzbek geological journal. 1989. №5. P. 29-34. (in Russian).

256. Mukhin P.A., Tolokonnikov A.V., Asadulin E.E. Conditions of Devonian sedimentation in southern Tamdytau based on petrochemical data // Uzbek geological journal. 1985. №6. P. 58-63. (in Russian).
257. Mukhin P.A., Savchuk Yu.S., Kolesnikov A.V. Position of “Muruntau lense” in metamorphic formations of southern Tamdytau (central Kyzylum) // Geotectonics, 1988. № 2. P. 64-72. (in Russian).
258. Mukhin P.A., Fadeicheva L.P., Domoryad A.V. Geological and petrological peculiarities of middle Paleozoic spreading zones in // Geology and geodynamic of Kyzylkum-Turkestan region. Proceedings of SAIGIMS. Tashkent, 1989. P. 51-53. (in Russian).
259. Mukhin P.A., Karimov Kh.A., Savchuk Yu.S. Paleozoic geodynamics of Kyzylkum // Tashkent, Fan, 1991. 148 p. (in Russian).
260. Nenakhov V.M., Ivanikov V.V., Kuznetsov L.V., Strik Yu.N., Peculiarities of investigation and geological mapping of collisional granitoids // Moscow. “Roskomnedra” publishing house, 1992. 101 p. (in Russian).
261. Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // Mineralogy and Petrology, 1992, v. 46. P. 259–289.
262. Nabelek P.I., Russ-Nabelek C., Denison J.R. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints // Contrib. Mineral. Petrol., 1992, v. 110. P. 173 – 191.
263. Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, v. 38. P. 757–775.
264. Natal'in B.A., Şengör A.M.C. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure // Tectonophysics, 2005, v. 404. P. 175–202.
265. Nenakhov V.M., Belov S.I. Main features of intrusive magmatism of Turkestan–Alay // Vestnik Voronezhskogo Universiteta, 1996. Ser. Geol. 1, P. 84–89 (in Russian).
266. Nenakhov V.M., Kuznetsov L.V., Khrestenkov P.A. Geological excursions in Turkestan-Alai (Southern Tien-Shan). Guidebook: International Symposium “Granites and Geodynamics”, Proceedings of the Field Session. Osh. South-Kirgiz Geological Expedition, 1991. 26 p.

267. Nurtaev B., Kharin V., McCann T., Valdivia-Manchego M. The north Nuratau fault zone, Uzbekistan—structure and evolution of a Palaeozoic suture zone // *J. Geodyn.*, 2013, v. 64. P. 1–14.
268. Osmonbetov K.O., Knauf V.I. (Eds.) Stratified and Intrusive Formations of Kyrgyzia, vols. 1 and 2 // “Yilim” Publishing House, Frunze, Kyrgyz SSR 1982. (in Russian).
269. Pavlovsky A.B., Kryuchkov A.S., Marshukova N.N. et al. Geology of tine deposits of eastern Kirgiziya // Moscow, Nedra, 1977. 192 p. (in Russian).
270. Pavlovsky A.B., Grekulova L.A., Lugov S.F. Mineral resources. Tin // Moscow, Geoinformmark, 1998. 50 p. (in Russian).
271. Pavlovsky A.B., Burova T.A., Mitrofanov N.P. Resource-oriented models of deposits and their applications. Tin ores // Moscow. VIMS, 2010. 70 p. (in Russian).
272. Pak S.N. On geological-structural unity of the central Kyzylkum gold fields // *Uzbek geological journal*. 1990. № 5. P. 34-37. (in Russian).
273. Pak S.N. Factors of localization, exploration criteria for gold deposits in black shales of central Kyzylkum (on example of Amantaitau ore field) // PhD thesis. Frunze, Ilim, 1991. 20 p. (in Russian).
274. Pak S.N. Some aspects of structural control on localization of deposits of Kosmanachi-Muruntau ore field // *Uzbek geological journal*. 1994. № 4. P. 39-42. (in Russian).
275. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19. P. 120–125.
276. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*, 1984, v. 25-4. P. 956–983.
277. Perchuk L.L., Omelyanenko B.I., Shinkarev N.F. Phases and facies of alkaline intrusions of Khdjia-Achkan river basin in connection with their genesis // *Izv. AN USSR. Ser. geol.* 1961. №12. P.13-23. (in Russian).
278. Pickering K.T., Koren T.N., Lytochkin V.N., Siveter D.J. Silurian – Devonian active-margin deep-marine systems and paleogeography, Alai Range, southernTien Shan, Central Tien Shan, Central Asia // *Journal of Geological Society, London*, 2008, v. 165. P. 189–210.
279. Pin C., Binon M., Belin J.M., Barbarin B., Clemens J.D. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr–Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France) // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95. P. 17821– 17828.
280. Pomazkov K.D. On role of tectonic structures in localization of Hercynian intrusions of Northern Tien Shan // *Doklady AN USSR*. 1958. V. 122. №5. P. 892-895. (in Russian).

281. Pomazkov K.D. Age of intrusive rocks of Turkestan-Alai // *Izv. AN Kyrg SSR*. 1982. №5. P. 26-28. (in Russian).
282. Pomazkov K.D. Alkaline intrusive formations in the Tien Shan structures (geology and ore potential) // PhD thesis, Frunze. 1988. (in Russian).
283. Popov V.I. History of depressions and uplands of western Tien Shan // *Izd. Comiteta Nauk UzSSR*. Tashkent, 1938. 415 p. (in Russian).
284. Porshniakov G.S. types of sedimentary sections and nappe structures of northern slope of Alai range // *Proceedings of Kyrgyz Upr. Moscow*. 1960. №1. P. 43-55. (in Russian).
285. Porshniakov G.S. Tectonic structures of the Paleozoic formations in south Fergana Sb-Hg belt // *Uch. Zap. SAIGIMS*. Tashkent, 1961. P. 29-48. (in Russian).
286. Porshniakov G.S. On tectonic position of limestones with "mixed" fauna in the middle Carboniferous of the Alai range // *Problems of regional geology*. Leningrad, 1968. P. 44-52. (in Russian).
287. Porshniakov G.S. The Hercynides of Alai and adjacent Southern Tien-Shan // *Leningrad University Publ. House, Leningrad*. 1973. 216 p. (in Russian).
288. Porshniakov G.S. Stages of formation of structures of Hercynides of various segments of South Tien Shan // *Tectonics of Tien Shan and Pamirs*. Moscow, 1983. P. 66-73. (in Russian).
289. Porshniakov G.S., Kotov N.V., Koltsov A.B., Vaganov P.A., Zakharevich K.V., Zubtsov S.E., Poritskaya L.G. Geological position and petro-geochemical peculiarities of gold-bearing metasomatites in black shales // *Vldivostok*, 1991. 247 p. (in Russian).
290. Poyarkov B.V. Some aspects of formation conditions of Devonian strata of south Fergana // *Geologicheskii sbornik Lvovskogo geol. Obshchestva*. 1969a. V. 12. (in Russian).
291. Poyarkov B.V. Stratigraphy and foraminifera from Devonian strata of Tien Shan // *Frunze, Ilim*. 1969b. 186 p. (in Russian).
292. Poyarkov B.V. On methods of definition of regional stratigraphic subdivisions // *Bulletin MOIP*. 1974. V. XXIV. №5. P.5-12. (in Russian).
293. Proskuryakov A.N., Khrenov V.A., Pashkova L.B. On physic-chemical parameters of ore-forming solutions at the Charmitan gold deposit // *Proceedings of Geological Institute AN USSR*. Novosibirsk, Nauka, 1979. V. 449. P. 147-157. (in Russian).

294. Puchkov V.N., Ivanov I.S., Khristov Ye.V. New data on stratigraphy of volcanics and cherts sedimentary sequence of Inylchek range // *Izv. AN Kyrg SSR*. 1985. №6. P. 10-14. (in Russian).
295. Puchkov V.N., Khristov Ye.V., Ivanov K.S., Mikolaichuk A.V. New data on the age of greenschists of the Southern Tian-Shan // *Doklady of the Academy of Sciences of USSR* 1987. V.294, P. 435–438 (in Russian).
296. Rahmatullaev H.R. On Caledonian and Hercynian stages of gold mineralization in western Uzbekistan (an example from Kokpatas ore field) // *Results of petro-metallogenic investigations*. Tashkent, Fan, 1972. P. 154-170. (in Russian).
297. Rahmatullaev H.R. Endogenic gold-bearing formations of Middle and South Tien Shan // *Zap. Uzbek otd. VMO*. Tashkent, 1983. № 36. P. 124-131. (in Russian).
298. Rahmatullaev H.R. Some aspects of distribution of Pt and Pd in rocks of central Kyzylkum // *Uzbek geological journal*. 1984. № 4. P. 76-79. (in Russian).
299. Rahmatullaev H.R. Ore formations and depth of mineralization of late-orogenic stage of Hercynides development (an example from South Tien Shan) // Tashkent, Fan, 1992. 233 p. (in Russian).
300. Rahmatullaev H.R. Non-conventional types of Pt-group metals mineralization in Uzbekistan // *Conference proceedings*. IMR, Tashkent, 1997. P. 82-84. (in Russian).
301. Rämö O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // *Mineralogy and Petrology*, 1995, v. 52. P. 129—185.
302. Rinenberg P.E. New data on biostratigraphy of Silurian of Fergana range // *Proceedings of Geological Institute of SO AN USSR*. 1973. V. 47. (in Russian).
303. Rinenberg P.E. Graptolithina stratigraphy of Silurian strata of South Tien Shan // *Bulletin MOIP. Geol.* 1985. V. 60-1. P. 73-79. (in Russian).
304. Rinenberg P.E., Zhdan A.B. Stratigraphic position of Silurian blocks in Turkestan-Alai (South Tien shan) // *Caledonides of Tien Shan*. Frunze, 1987. P. 139-146. (in Russian).
305. Rinenberg P.E., Chernyshuk V.P. Typical sequence of Paleozoic deep-sea strata of south Fergana // *Izv. AN USSR. Geol.* 1981. №11. P. 144-147. (in Russian).
306. Rinenberg P.E., Biske Yu.S., Soloshenko I.I. New findings of upper Ordovician in Turkestan-Alai (South Tien Shan) // *Izv. AN KyrgSSR*. 1987. №2. P. 82-83. (in Russian).
307. Roberts N.M.W., Spencer C.J. The zircon archive of continent formation through time // *Geological Society, London, Special Publication*, 2014. 389 p.

308. Romer R.L., Hahne K. Life of the Rheic Ocean: scrolling through the shale record // *Gondwana Research*, 2010, v. 17. P. 236–253.
309. Romer R.L., Heinrich W., Schröder-Smeibidl B., Meixner A., Fischer C.-O., Schulz C. Elemental dispersion and stable isotope fractionation during reactive fluid flow and fluid immiscibility in the Bufa del Diente aureole, NE-Mexico: evidence from radiographies and Li, B, Sr, Nd, and Pb isotope systematics // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, v. 149. P. 400–429.
310. Rosen O.M., Fedorovsky V.S. Collisional granitoids and stratification of the Earth crust // *Moscow, Proceedings of GIN RAN*, 2001. V. 545, 188 p. (in Russian).
311. Rub M.G., Pavlov V.A. Ore-bearing granitoid complexes of Sarydjaz region // *Petrology and ore potential of natural associations of rocks*. Moscow, Nauka, 1982. P. 158-180. (in Russian).
312. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*, 2002, v. 184. P. 123–138.
313. Sabdyushev S.S., Usmanov R.R. Tectonic nappes, mélange and ancient oceanic crust in Tamdytau (western Uzbekistan) // *Geotectonics*, 1971. №5. P. 27-36. (in Russian).
314. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*, 2016, v. 30. P. 236–256.
315. Savchuk Yu.S. Structural conditions of localization of gold mineralization and structure of ore bodies at Muruntau deposit // PhD thesis. Alma-Ata, 1987. 20 p. (in Russian).
316. Savchuk Yu.S. Subduction-related hydrothermal ore-formation and metallogenic zonation (an example from Kyzylkum) // *Mineral-geochemical criteria of exploration for ore deposits in Tien Shan*. Proceedings of IMR. Tashkent, 1990. P. 93-106. (in Russian).
317. Savchuk Yu.S. Ring structures of Middle Asia – surficial expression of deep fluid dynamics // *Geotectonics*, 1992. № 2. P. 47-57.
318. Savchuk Yu.S. Problems of geodynamic investigations of pre-Mesozoic basement in Uzbekistan // *Geologiya va mineral resurslar*, 1999. № 1. P. 14-20. (in Russian).
319. Savchuk Yu.S., Mukhin P.A., Meshcheryakova L.V. Late Paleozoic granitoid magmatism and Kyzylkum ore formations from a plate tectonics point of view // *Geotectonics*, 1991. V.25/4, P. 326–339.



320. Savchuk Yu.S., Mirkamalov R.Kh., Vanesyanyan G.A., Voronov V.A. Paleozoic geodynamics of the Sultan-Uvais mountains (Uzbekistan) // *Geotectonics*, 1997. V.5. P. 57-71.
321. Sederholm J.J. "On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland: Part III. The Aland Islands" // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 1934, v. 107. P. 1–68.
322. Seliverstov K.V., Ges' M.D. Petrochemical features of magmatites and major kinematic parameters of middle Carboniferous – early Permian subduction of the Turkestan paleo-ocean (Tien Shan, Northern Fergana) // *Russ. Geol. Geophys.* 2001. V.42, P. 1393–1397.
323. Schere E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium–hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293. P. 683–687.
324. Schultz S.S. Jr. Geological structure of the junction zone between the Urals and the Tien Shan // Moscow. "Nedra" publishing house, 1972. 208 p. (in Russian).
325. Schultz S.S. Jr. Model of formation of the structure of Kyzylkum // *Geodynamic reconstructions*. Leningrad, 1991. P. 96-120. (in Russian).
326. Seltmann R., CERCAMS team, Metallogeny of the Altaids: terrane reconstructions leading to new target regions // *Altaids GIS*. Natural History Museum, London, UK, 2009. ([www.nhm.ac.uk](http://www.nhm.ac.uk)).
327. Seltmann R., Armstrong R., Dolgoplova A., Yakubchuk A., Konopelko D., Creaser R.A., Morelli R., Zhang X., Chen C. Granitic Magmatism and Related Mineralization in the Altaids: Case Study from the Tianshan Mineral Belt // 18th Annual V.M. Goldschmidt Conference. Goldschmidt Conference Abstracts, A846. Supplement to *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vancouver, Canada. 2008.
328. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian postcollisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, v. 42. P. 821–838.
329. Seltmann R., Porter T.M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, v. 79. P. 810–841.
330. Seltmann R., Shatov V., Yakubchuk A. Mineral Deposits Database and Thematic Maps of Central Asia, Scale 1:1,500,000 million: ArcGIS 10.x package. Explanatory Notes, NHM London, 2015. 143 p.

331. Shayakubov T.S. Geology and ore potential of Paleozoic volcanogenic formations of South Uzbekistan // Tashkent, Fan, 1978. 128 p. (in Russian).
332. Shayakubov T.S. Evolution of geological thought and development of resource potential of Uzbekistan // Proceedings of IMR. Tashkent, 1996. P. 4-16. (in Russian).
333. Shayakubov T.S. (Ed.) Geological Map of Uzbekistan, 1:500 000. Goskomgeologia // Tashkent, 1998. (in Russian).
334. Shayakubov T.S. Resource potential of Uzbekistan and problems of its development // Geologiya va mineral resurslar, 1999. № 1. P. 2-7. (in Russian).
335. Shvanov V.N. Stratigraphic complexes of middle Paleozoic of Zeravshan-Gissar and East Alai zones of the South Tien Shan // Lithology and paleogeography. Leningrad. 1976. V. II. P. 75-90. (in Russian).
336. Shvanov V.N. Lithological Correlations of Terrigenous and Metamorphic Sequences of the Southern Tian-Shan // Leningrad university, Leningrad, 1983. 215 p. (in Russian).
337. Shvanov V.N. Sandy flysch of Turkestan range – analysis of lithology and paleogeography // Vestnik LGU. 1985. №7. P. 11-22. (in Russian).
338. Shinkarev N.F. Late Paleozoic magmatism of Turkestan-Alai // Leningrad. Leningrad University Publ. House, Leningrad, 1966. 150 p. (In Russian).
339. Solomovich L.I. Hercynian intrusive magmatism of Kyrgyzstan (geodynamics, petrogenesis, metallogeny) // Doctoral thesis. Bishkek, 1997. 437 p. (in Russian, unpublished).
340. Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // Journal of Asian Earth Sciences, 2007, v. 30. P. 142-153.
341. Solomovich L.I., Trifonov B.A. Petro-geochemical evolution of late Paleozoic rapakivi granites in Tien Shan // Geochemistry of magmatic and metamorphic formations of Tien Shan. Frunze, Ilim, 1989. P. 128-149. (in Russian).
342. Solomovich L.I., Trifonov B.A. Association of rapakivi granites, alkaline rocks and carbonatites in Tien Shan (south-western Kyrgyziya) // Zap. VMO. 1990. V. CXIX - 6, 427. P. 49-59. (in Russian).
343. Solomovich L.I., Trifonov B.A. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan // Journal of Asian Earth Sciences, 2002, v. 21 (1). P. 7 – 21.

344. Soloviev S.G. Late Paleozoic subalkaline potassic (shoshonite–latite) magmatism in central Tien-Shan // *Int. Geol. Rev.*, 1993, v. 35-3. P. 288–304.
345. Soloviev S.G. Rare earth and other trace elements in rocks of W-bearing magmatic complexes of the Southern Tien-Shan // *Geochem. Int.*, 1998, v. 36-12. P. 1133–1146.
346. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publications, 1989, v. 42. P. 313–345.
347. Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45. P. 29 – 44.
348. Taymaz T., Yilmaz Y., Dilek Y. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction // Geological Society, London, Special Publications, London, 2007, v. 291. P. 1–16.
349. Tera F., Wasserburg G. A response to a comment on U–Pb systematics in lunar basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, v. 19. P. 213–217.
350. Tera F., Wasserburg G. U–Th–Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and age of the Moon // *Proceedings of the 5th Lunar Scientific Conference*. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.*, 1974, v. 5-2. P. 1571–1599.
351. Teslenko G.S., Polykovsky V.S. Temperature conditions of formation of gold-bearing pegmatites of the Koshrabad intrusion (northern Nuratau) // *Zap. Uz. Otd. VMO*, 1988. V. 41. P. 101-103. (in Russian).
352. Teslenko G.S., Polykovskiy V.S. Magmatic-fluid evolution and gold deposition in Koshrabad pluton, Uzbekistan; geologic and fluid inclusion evidence // *Program and Abstracts, Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions*, Instituto de Investigaciones Electricas, Cuernavaca, Mexico, 1994. P. 106.
353. Teyssier C., Tikoff B. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach // *Geological Society Special Publications*, 1998, v. 135. P. 143–158.
354. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineralium Deposita*, 1999, v. 34. P. 323–334.

355. Titus S.J., Medaris L.G., Wang H.F., Tikoff B. Continuation of the San Andreas fault system into the upper mantle: Evidence from spinel peridotite xenoliths in the Coyote Lake basalt, central California // *Tectonophysics*, 2007, v. 429. P. 1–20.
356. Trifonov B.A., Solomovich L.I. Geological structure and ore-magmatic zonation of Sarydjaz ore district // *Geology of ore deposits*, 1993. V. 35, №1.
357. Troitsky V.I. Geodynamic mapping of Paleozoic structures of Tien Shan and Pamirs // *Vestnik natsionalnogo universiteta Uzbekistana*, 2005. №1. P. 5-19. (in Russian).
358. Troitsky V.I. Geodynamic evolution of Zaravshan pale-oceanic basin and its margins during Paleozoic // *Vestnik natsionalnogo universiteta Uzbekistana*, 2007. №1. P. 15-26. (in Russian).
359. Tursungaziev B.T., Petrov O.B., Geological Map of the Kyrgyz Republic, 1:500,000 // Bishkek. 2008. (in Russian).
360. Ushakhov V.N. Metallogeny of tungsten in western Uzbekistan // Tashkent, Fan, 1991. 182 p. (in Russian).
361. Ushakhov V.N. Ore potential of central Kyzylkum for tungsten // *Proceedings of IMR*. Tashkent, 1997. P. 89-91. (in Russian).
362. Ushakhov V.N. Geological genetic model of tungsten mineralization in western Uzbekistan // *Geologiya va mineral resurslar*, 1999. № 2. P. 25-30. (in Russian).
363. Van Hunen J., Miller M.S. Collisional Processes and Links to Episodic Changes in Subduction Zones // *Elements*, 2015, v. 11. P. 119-124.
364. Vlasov N.G., Dyakov Yu.A., Cherner E.S. (Eds.), Geological Map of the Tajik SSR and Adjacent Territories, 1:500 000 // VSEGEI. Leningrad-Saint Petersburg 1989. (in Russian).
365. Volkova N.I., Budanov V.I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics // *Lithos*, 1999, v. 47. P. 201–216.
366. Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, v. 153. P. 252-281.
367. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, v. 95. P. 407–419.

368. Wilde A.R., Layer P., Mernagh T., Foster J. The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis // *Economic Geology*, 2001, v. 96. P. 633–644.
369. Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A., Kelley S.P., Harris N.B.W. Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling // *Journal of Petrology*, 2004, v. 45 (3). P. 555-607.
370. Wilson J.T. Did the Atlantic close and then reopen? // *Nature*, 1966, v. 211. P. 676 - 681.
371. Worthington J.R., Kapp P., Minaev V., Chapman J.B., Mazdab F.K., Ducea M.N., Oimahmadov I., Gadoev M. Birth, life, and demise of the Andean – syn-collisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // *Tectonics*, 2017, doi: 10.1002/2016TC004285.
372. Wu F., Jahn B., Wilde S., Sun D. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China // *Tectonophysics*, 2000, v. 328. P. 89 - 103.
373. Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirwin D., Edwards A., Tomurtogoo O., Badarch G., Buryak V.A. Gold and Base Metal Metallogeny of the Central Asian Orogenic Supercollage // *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 100th Anniversary Volume*. 2005. P. 1035–1068.
374. Yudalevich Z.A., Sandomirsky G.T., Lyashenko G.K. The Koshrabad massif as an example of the rapakivi formation in the South Tien Shan // *Doflady AN USSR*, 1973. V. 211, №2. P. 452-455. (in Russian).
375. Yudalevich Z.A., Ganzeev A.A., Divaev F.K., Ronkin Yu.L. Peculiarities of internal structure, age and mineralization of the Koshrabad intrusion (South Tien Shan) // *Structure and dynamics of the lithosphaera of Tien Shan. Proceedings of SAIGIMS, Tashkent*, 1991. P. 33-61. (in Russian).
376. Yagovkin A.V. Reduced sedimentary sequences of the middle Paleozoic of the east Alai range and southern slopes of Alai // *Problems of Paleozoic stratigraphy*. Leningrad, 1969. P. 57-70. (in Russian).
377. Yagovkin A.V. History of development and tectonic scheme of Hercynides of the South Tien Shan and Kun-Lun // *Problems of tectonics of Earth crust*. Irkutsk. 1973. V. 1. P. 204-241. (in Russian).

378. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics; the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75. P. 135–162.
379. Zhang C.L., Zou, H.B. Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? // *Lithos*, 2013, v. 172– 173. P. 47–60.

**Unpublished reports:**

Apayarov F.Kh. et al. Geological mapping 1:200 000 of Kyrgyz range in 2003-2006 // Technical report: Geological mapping of map sheets K-42-XII, K-42-XVII, K-43-VII, K-43-XIII, K-43-XIV conducted in 2003-2006. Library of MinGEO. Bishkek. 2007 (in Russian).

Grishchenko V.A. et al. Geological mapping 1:50 000 of Sarydjaz area // Technical report of Ottuk party on investigations during 1980-1985. Library of MinGEO. Bishkek, 1985. (in Russian).

Dodonova T.A. et al. Magmatism of Turkestan, Alai and SE Fergana ranges (in KyrgyzSSR territory) // Technical report of petrological party on investigations during 1970-1972. Library of MinGEO. Frunze (Bishkek). 1976. (in Russian).

Zaid P.V., Savelyeva V.I., Nasatovich V.S., Nenakhov V.M. Technical report of exploration 1:50000 of southern slopes of Alai range conducted by Tekelik part in 1975-79. Library of YuKGE. Osh. 1981. (in Russian).

Zamaletdinov T.S., Tregubov V.D. Deep geodynamic mapping of Kyrgyz geodynamic scientific station area // Technical report of geodynamic party for 1989-94. Library of MinGEO. Bishkek. 1994. 346 p. (in Russian).

Ignatov G.E. et al. Geological structure and mineral resources of Inylchek area // Technical report of geological mapping 1:25 000 conducted in 1964-66. Library of MinGEO. Frunze (Bishkek). 1966. (in Russian).

Yordan V.A. et al. Geological structure and mineral resources of Atjaylyau area // Technical report of geological mapping 1:25 000 conducted in 1965-67. Library of MinGEO. Frunze (Bishkek). 1967. (in Russian).

Knauf V.I. et al. Geological structure and mineral resources of map sheets K-44-51 и K-44-63 // Technical report of geological mapping 1:25 000 conducted by the East-Terskeu party in 1951-1953. Library of MinGEO. Frunze (Bishkek). 1954. (in Russian).

Nenakhov V.M et al. Geological structure and mineral resources of Skh-Aksu rivers // Technical report of geological mapping and exploration 1:50 000 conducted by the Kuruksai party in 1979-83. Library of YuKGE. Osh. 1985. (in Russian).

Nenakhov V.M et al. Legend for intrusive magmatic formations of Turkestan-Alai // Technical report of Tengizbai party of investigations conducted in 1983-86. Library of YuKGE. Osh. 1988. (in Russian).

Turovsky S.D. et al. Investigations of temporal and special distribution of various petrogenetic types of granitoids of Tien Shan // Scientific report of laboratory of petrology of Geol. Inst. AN Kyrg SSR. Library of Geol. Inst. AN Kyrg SSR. Frunze (Bishkek). 1988. (in Russian).



## Appendices

### Appendix A. Photographs

Fig. A1. Photographs of polished slabs of rock-samples from Uzbek Tien Shan (see Chapter 4 for comments)

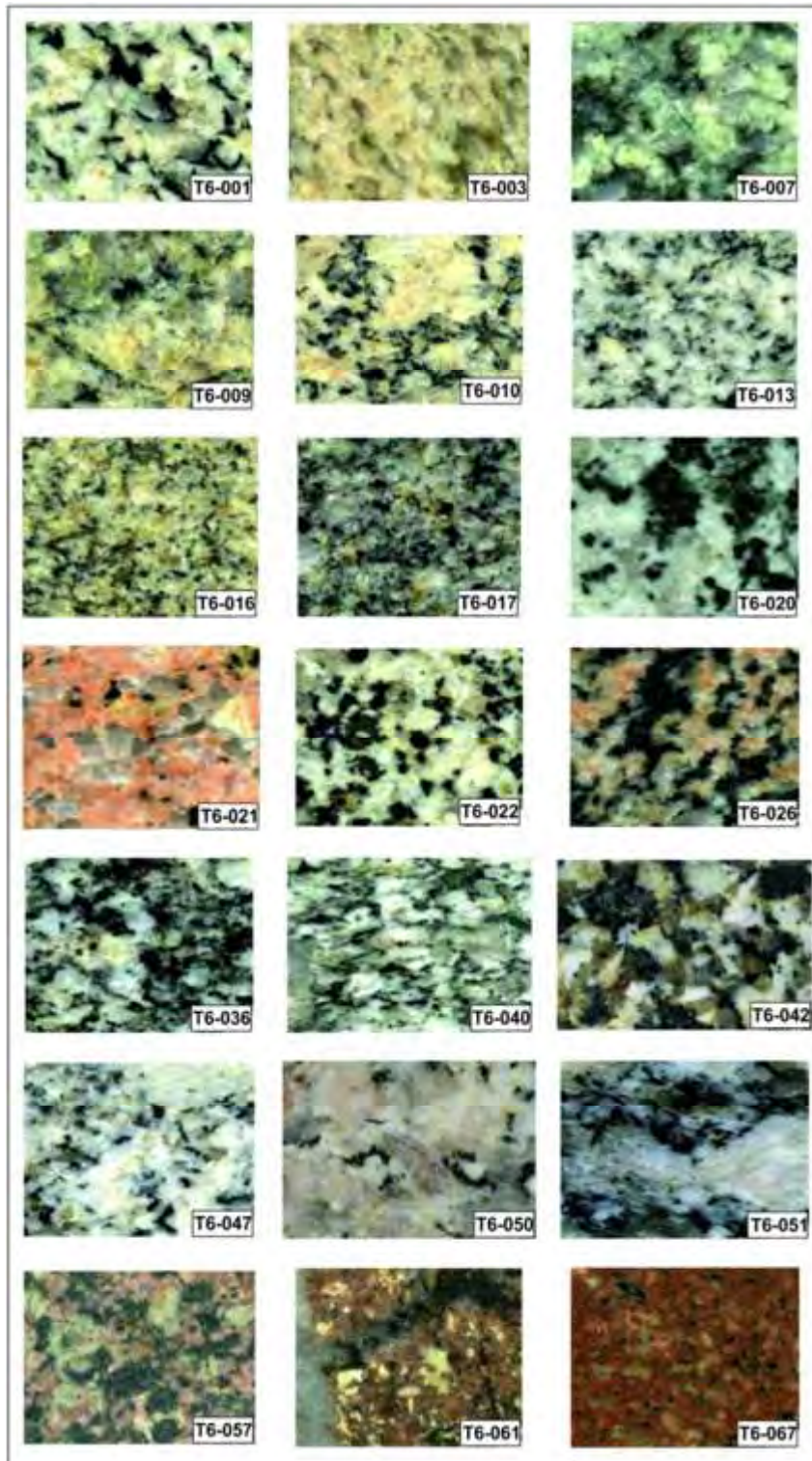


Fig. A1. Continued.

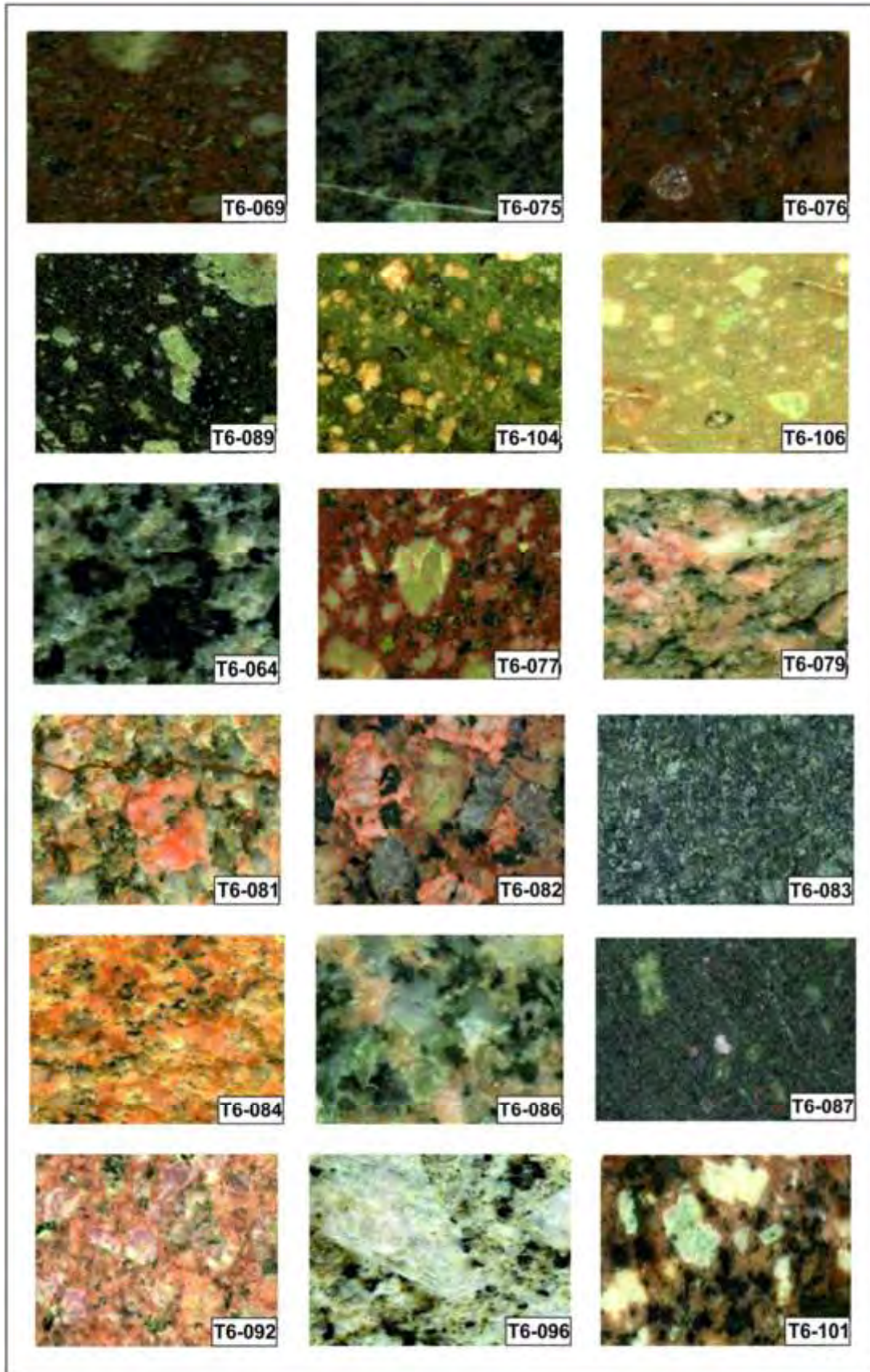




Fig. A2. Microphotographs in cross-polarized transmitted light, XPL, of polished thin sections of 39 granitoid key samples from the western Uzbek Tien Shan (see full petrographic description of samples in Appendix 3). Images were made using a Leica DM 2500 P microscope, camera - Leica DFC 450 with  $\times 10$  objectives. (see Chapter 4 for comments)

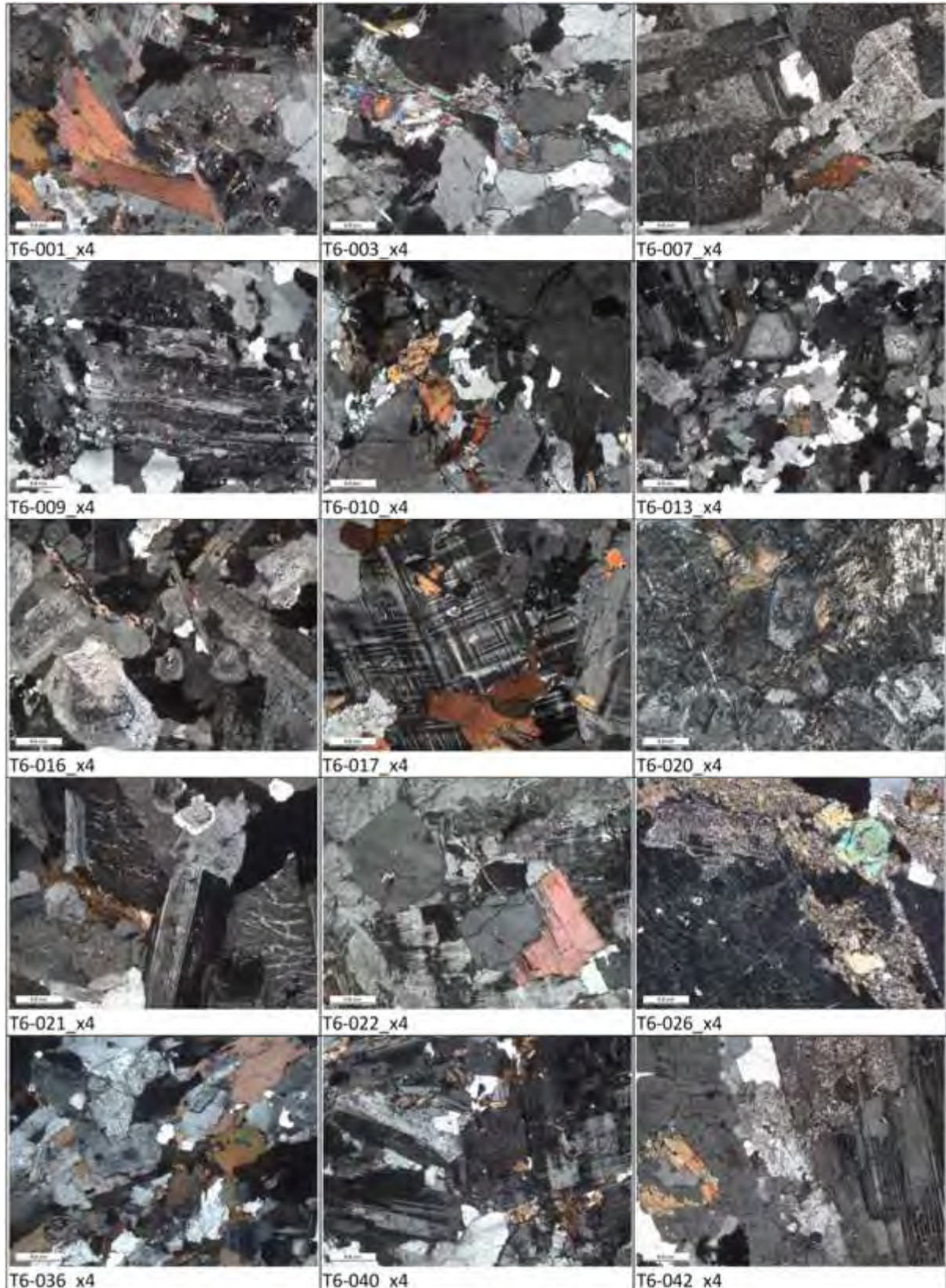




Fig. A2. Continued.

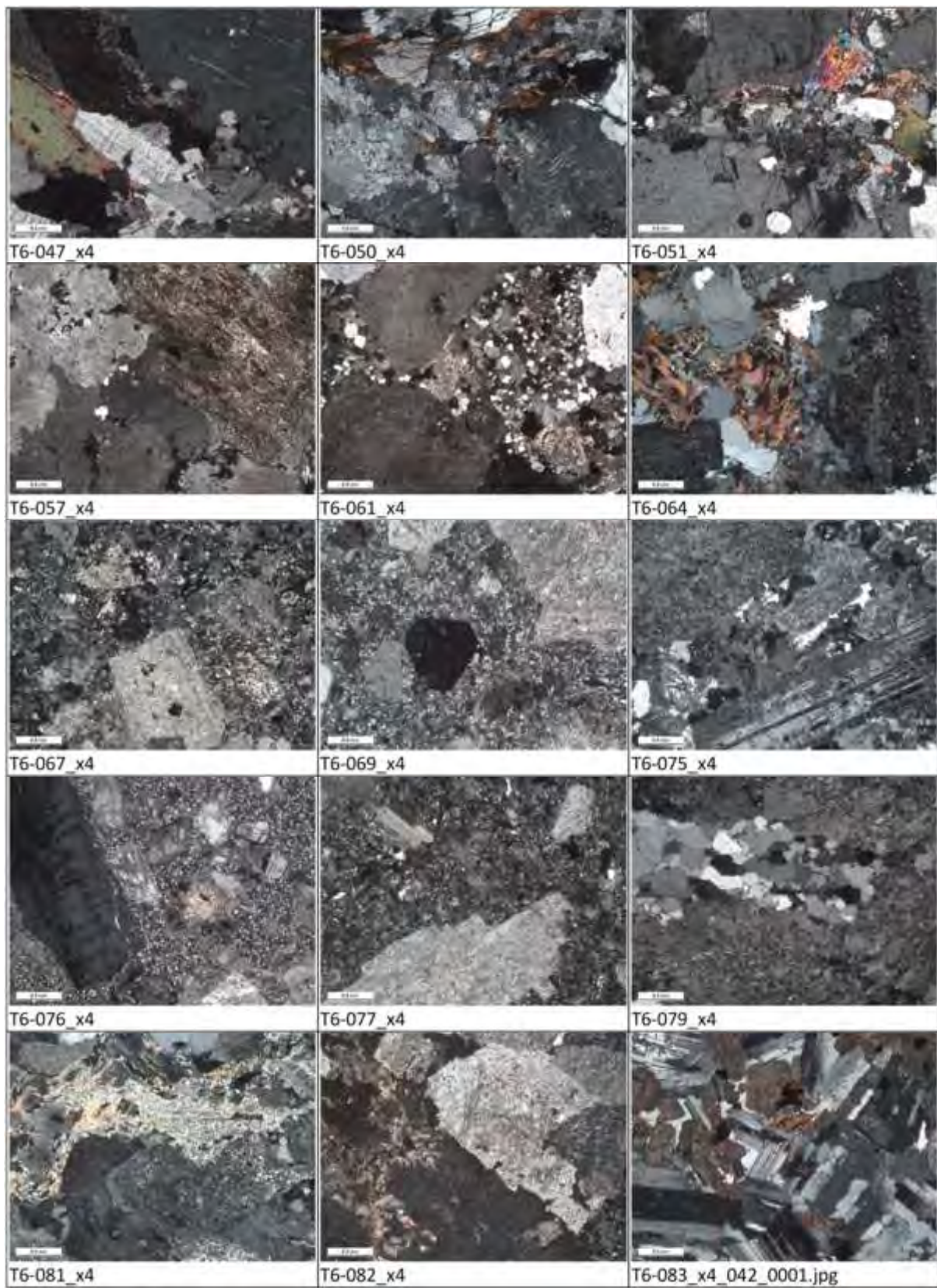
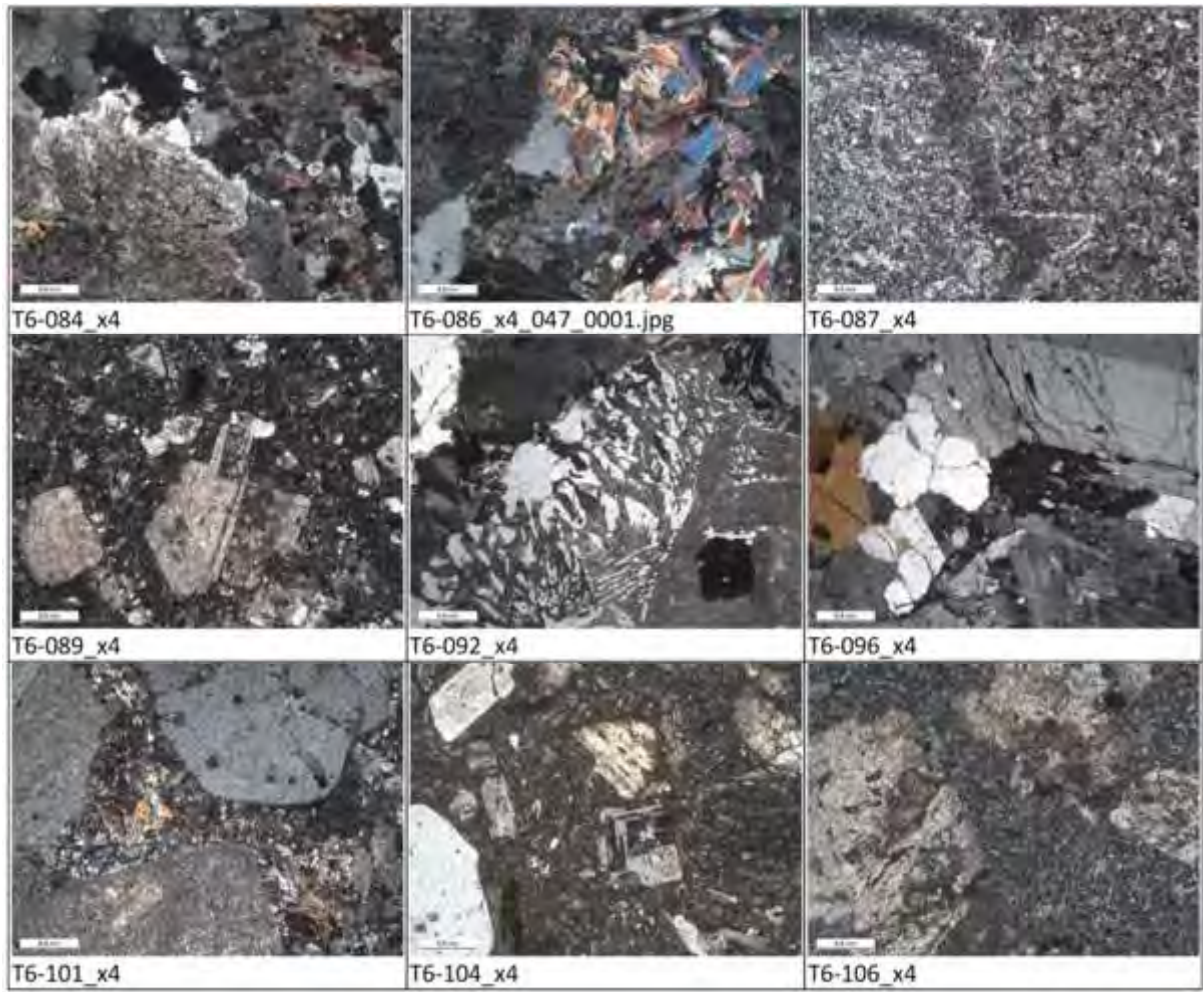


Fig. A2. Continued.





## Appendix B. Chemical analyses of granitoid rocks from western Tien Shan

Table B1. Chemical compositions of granitoids of Djangart and Uchkoshkon complexes of Kokshaal Segment of South Tien Shan.

Intrusion	Ak-Tash	Djangart	Djangart	Djangart	Ak-Shiyrak	Ak-Shiyrak	Kok-Kiya	Kok-Kiya	Kok-Kiya	Kok-Kiya	Mudryum
Rock-type	Monzo-diorite	Rapakivi granite	Rapakivi granite	Trachitoidal granite	Rapakivi granite	Hybrid syenite	Ovoidal granite	Ovoidal granite	Ovoidal granite	Mafic enclave	Coarse-gr. granite
Sample	212305	209202	208905	100192	215701	215703	221801	280701	280500	280901	220702
SiO <sub>2</sub>	61.68	66.75	67.36	66.59	65.45	66.71	71.55	71.18	69.78	64.58	71.16
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.53	0.51	0.71	0.78	0.20	0.32	0.38	0.40	0.70	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.31	14.28	14.91	14.43	13.48	15.50	13.25	13.37	13.08	14.78	13.60
FeO <sup>tot</sup>	7.61	4.14	3.41	4.97	6.34	3.02	2.82	2.59	3.37	4.58	2.48
MnO	0.12	0.08	0.06	0.08	0.10	0.08	0.06	0.05	0.07	0.11	0.06
MgO	1.12	0.56	0.55	0.84	0.81	0.09	0.34	0.39	0.49	1.37	0.33
CaO	4.46	2.11	2.37	3.15	3.03	1.52	0.94	1.42	1.37	2.90	1.57
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.82	4.56	2.94	3.26	4.34	3.50	4.01	3.96	5.90	3.03
K <sub>2</sub> O	3.87	5.28	4.57	4.54	4.29	6.15	4.84	4.93	4.76	3.21	4.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.15	0.14	0.21	0.24	0.04	0.07	0.08	0.08	0.17	0.10
LOI	0.68	0.59	0.88	0.42	0.63	0.51	0.38	1.70	0.59	0.61	0.59
F	0.02	0.31	#	0.03	0.13	#	0.06	0.18	0.04	0.07	0.15
Cr	7.8	7.8	11.3	5.7	4.5	2.8	4.7	5.8	4.9	24.3	4.7
Ni	5.5	4.0	6.9	3.7	3.1	1.6	2.6	2.9	3.1	12.2	2.6
V	40.7	22.1	27.3	42.9	24.0	2.5	12.4	15.7	15.6	73.3	12.5
Li	24	75	#	#	61	#	48	#	#	#	118
Rb	130	285	207	191	202	191	236	251	254	137	302
Ba	892	580	844	761	593	157	331	335	321	240	484
Sr	314	129	203	217	171	52	82	92	94	152	144
Ga	#	22.0	#	20.3	#	#	23.7	24.0	22.7	20.1	20.0
Zr	540	392	263	268	300	820	420	589	479	232	254
Hf	12.40	10.10	6.71	8.94	7.94	17.90	13.40	16.60	13.00	5.98	7.57
Y	45.9	61.0	38.1	35.2	70.8	39.1	62.2	69.7	77.2	49.8	36.9
Nb	45.0	42.0	35.3	31.4	64.7	78.4	37.4	42.4	48.8	24.0	36.3
Ta	2.67	2.64	2.30	1.92	4.30	3.67	2.29	3.65	3.03	1.42	3.04
U	2.08	8.95	2.90	1.29	4.16	5.08	5.12	4.85	4.25	3.79	6.04
Th	11.6	51.7	19.3	17.1	21.1	27.3	24.3	38.4	35.0	14.4	42.3
Pb	66.8	31.9	36.9	19.7	34.0	31.3	46.3	40.7	35.9	49.0	30.5
Sn	#	9.6	#	#	#	#	6.6	8.0	5.7	#	6.3
La	50.7	96.2	54.7	61.3	79.2	154.0	71.9	89.9	90.6	54.4	61.3
Ce	110	180	105	120	174	289	138	172	172	112	113
Pr	13.5	18.6	11.3	13.4	21.1	29.5	15.2	18.5	18.5	12.9	11.6
Nd	54.7	62.9	40.4	49.4	81.7	97.4	55.1	65.0	65.9	47.6	38.8
Sm	11.60	11.50	7.74	9.46	16.30	14.80	10.80	12.50	12.70	9.39	6.97
Eu	3.54	1.24	1.56	1.84	1.94	1.16	0.67	0.65	0.65	1.05	0.80
Gd	10.70	10.00	7.08	8.01	14.70	10.80	10.30	11.70	11.90	8.52	5.97
Tb	1.65	1.63	1.10	1.17	2.22	1.49	1.71	1.93	2.02	1.36	0.99
Dy	9.18	10.50	6.91	6.94	13.30	8.57	11.00	12.30	12.80	8.70	6.35
Ho	1.75	2.14	1.33	1.33	2.58	1.58	2.31	2.52	2.67	1.78	1.29
Er	4.82	6.39	4.03	3.63	7.31	4.39	6.94	7.56	8.28	5.37	4.07
Tm	0.65	0.92	0.56	0.48	1.02	0.61	0.99	1.10	1.22	0.79	0.61
Yb	4.17	5.99	3.59	3.25	6.60	4.02	6.72	7.57	8.27	5.22	4.44
Lu	0.59	0.84	0.48	0.47	0.93	0.61	0.97	1.07	1.19	0.76	0.67
ASI	0.85	0.90	0.89	0.93	0.87	0.93	1.04	0.92	0.92	0.80	1.04
Fe/(Fe+Mg)	0.79	0.81	0.78	0.77	0.81	0.95	0.82	0.79	0.79	0.65	0.81
Ga/Al <sup>*</sup> 10000		2.91		2.66			3.38	3.39	3.28	2.57	2.78

SiO<sub>2</sub> — F wt.%; Cr — Lu ppm; # — element not determined. FeO<sup>tot</sup> — total Fe as FeO; ASI = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) mol.; Fe/(Fe+Mg) = FeO<sup>tot</sup>/(MgO+FeO<sup>tot</sup>) mol.

Table B1. Continued

Intrusion	Mudryum	Mudryum	Mudryum	Mudryum	Uch-Koshkon	Uch-Koshkon	Uch-Koshkon	Uch-Koshkon	Uch-Koshkon	Ak-Tash
Rock-Type	Greizen granite	Coarse-gr. granite	Miarolitic granite	mafic dyke	Coarse-gr. granite	Coarse-gr. granite	Porphyritic granite	Miarolitic granite	Quartz porphyry	Quartz porphyry
Sample	280301	280001	220801	280401	205401	206801	207601	205201	206101	212301
SiO <sub>2</sub>	75.48	73.88	75.23	56.23	74.82	73.77	73.28	72.39	74.33	73.41
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.10	0.08	1.80	0.14	0.22	0.26	0.11	0.06	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.36	13.09	12.62	14.53	13.05	12.95	13.42	14.08	13.73	12.74
FeO	0.90	1.40	1.22	10.15	1.75	2.24	2.01	1.73	1.05	1.63
MnO	0.01	0.04	0.02	0.16	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01
MgO	0.10	0.06	0.08	3.46	0.16	0.27	0.22	0.12	0.03	0.14
CaO	0.64	0.78	0.69	6.46	0.95	1.42	1.42	0.72	0.55	0.72
Na <sub>2</sub> O	3.70	4.00	2.86	3.67	3.64	3.46	2.52	3.14	3.57	2.64
K <sub>2</sub> O	4.88	4.96	4.94	2.34	4.68	4.78	5.33	5.26	4.97	5.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.03	0.39	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03	0.06
LOI	0.77	0.62	0.87	0.46	0.91	0.85	0.95	1.17	0.73	1.43
F%	0.19	0.35	0.22	0.09	0.50	0.37	0.27	0.28	0.61	0.04
Cr	7.8	3.2	5.5	10.9	#	2.6	2.4	1.3	1.8	6.8
Ni	4.2	1.7	2.5	16.4	#	1.3	1.3	1.0	1.4	2.9
V	4.0	2.2	2.4	136.0	#	9.3	8.6	5.9	3.2	10.8
Li	#	#	67	#	202	#	111	#	#	#
Rb	405	473	423	179	496	373	420	567	824	254
Ba	56	42	47	546	212	250	284	235	43	286
Sr	20	15	20	356	47	74	61	48	12	56
Ga	20.8	23.0	20.8	21.0	24.0	22.0	20.5	24.5	28.0	22.5
Zr	143	157	152	227	167	206	264	167	122	213
Hf	5.98	6.74	6.40	5.55	6.80	6.88	8.04	6.47	6.30	6.62
Y	55.0	82.6	49.0	32.8	94.0	62.1	41.6	60.6	65.7	50.7
Nb	45.6	55.8	50.8	24.4	25.9	23.4	26.0	24.6	31.4	36.6
Ta	4.83	5.71	4.12	1.53	4.96	3.30	2.66	3.50	6.85	2.35
U	4.46	5.31	5.74	2.83	10.00	14.80	5.71	15.40	5.72	2.38
Th	48.5	59.9	51.6	11.1	58.9	56.4	50.5	38.3	50.5	23.8
Pb	34.2	43.5	46.9	13.1	34.0	37.0	42.6	43.4	44.5	35.6
Sn	6.1	#	#	20.2	22.0	9.0	9.7	67.4	19.0	8.7
La	48.5	54.3	42.8	36.6	44.5	55.6	81.9	35.0	24.4	73.1
Ce	96	112	88	73	96	115	159	70	62	152
Pr	10.6	12.6	9.6	8.4	10.8	12.7	16.3	8.5	6.9	16.7
Nd	35.6	43.9	33.1	32.8	41.1	44.2	55.0	31.0	27.7	61.1
Sm	7.18	9.85	6.73	6.67	9.81	9.31	9.53	7.58	7.85	12.30
Eu	0.20	0.18	0.15	1.73	0.41	0.58	0.60	0.39	0.05	1.20
Gd	6.82	9.43	6.39	6.54	10.30	8.54	7.56	8.05	8.02	10.60
Tb	1.23	1.72	1.12	1.01	2.09	1.47	1.16	1.47	1.77	1.58
Dy	8.32	11.70	7.63	6.08	13.80	9.72	7.15	9.85	11.30	9.34
Ho	1.81	2.48	1.61	1.22	2.90	2.05	1.41	2.03	2.31	1.73
Er	5.99	8.20	5.31	3.61	8.74	6.51	4.34	6.45	7.35	4.80
Tm	0.93	1.31	0.83	0.50	1.42	1.00	0.63	0.98	1.27	0.69
Yb	6.72	9.40	5.91	3.44	10.20	7.02	4.36	6.77	9.87	4.37
Lu	0.97	1.40	0.85	0.50	1.52	1.04	0.65	1.00	1.45	0.62
ASI	0.99	0.98	1.11	0.71	1.02	0.96	1.07	1.16	1.12	1.09
Fe(Fe+Mg)	0.83	0.93	0.90	0.62	0.86	0.82	0.84	0.89	0.95	0.87
Ga/Al* 10000	3.18	3.32	3.11	2.73	3.47	3.21	2.89	3.29	3.85	3.34

Table B2. Chemical compositions of granitoids of Terekty and Inilchek complexes of Kokshaal Segment of South Tien Shan.

Intrusion Rock-type	Terektynsky leuco-granite	Terektynsky granite	Terektynsky diorite	Tashkoro leuco-granite	Tashkoro granite	Tashkoro mafic enclave	Lessty leuco-granite	Lessty leuco-granite	Maida'adir leuco-granite	Maida'adir porphyritic granite
Sample	416702	416000	416705	416500	416506	416504	416800	416801	416803	416804
SiO <sub>2</sub>	74.20	58.70	62.90	75.60	71.00	65.20	76.00	75.50	73.00	72.40
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.56	1.01	0.19	0.42	1.11	0.04	0.10	0.22	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.40	14.70	15.80	12.10	13.80	14.00	12.60	12.80	13.80	13.50
FeO <sup>tot</sup>	1.66	3.10	4.87	1.81	3.33	6.98	1.22	1.65	1.81	2.33
MnO	0.04	0.03	0.08	0.04	0.05	0.13	0.02	0.04	0.04	0.04
MgO	0.05	1.24	2.08	0.05	0.28	0.73	0.05	0.07	0.37	0.38
CaO	1.05	2.08	4.07	1.07	1.84	3.28	0.6	0.85	1.08	1.52
Na <sub>2</sub> O	2.94	3.21	3.83	2.88	2.82	3.75	3.34	3.45	3.09	2.42
K <sub>2</sub> O	5.46	4.58	3.69	5.26	3.29	2.39	5.09	4.68	5.30	5.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<.05	0.18	0.36	<.05	0.13	0.39	<.05	<.05	0.10	0.11
LOI	0.42	1.13	0.67	0.66	0.67	0.78	0.58	0.60	0.83	0.54
Cr	70.8	20.9	45.9	82.3	25.3	83.3	75.4	17.5	14.5	60.1
Ni	1.2	11.1	14.4	1.9	12.7	1.8	1.7	6.9	5.9	1.8
V	16.3	39.8	73.0	4.3	10.7	26.9	-	3.0	7.8	14.6
Rb	265	189	114	503	434	466	585	464	417	354
Ba	615	683	1430	149	421	434	35	65	256	351
Sr	109	189	518	38	90	100	19	29	57	97
Ca	16.9	17.6	20.2	21.3	23.9	21.2	23.8	23.4	23.9	20.5
Zr	152	187	368	185	269	432	118	180	165	252
Hf	4.53	5.07	8.22	6.89	7.45	10.50	5.47	6.53	4.98	6.22
Y	26.8	61.0	23.4	65.7	51.4	50	90.6	30.7	44.7	21.2
Nb	20.9	21.1	23.2	22.5	28.2	34.4	56.3	36.7	36.8	23.2
Ta	1.58	0.59	0.54	2.88	1.40	2.18	6.19	2.91	2.49	1.75
U	5.58	5.52	2.27	9.83	9.69	6.39	17.6	19.2	9.78	4.51
Th	24.8	23.6	13.5	55.6	55.0	22.9	41.3	58.5	38.5	24.4
Pb	22.4	21.8	18.2	34.0	43.3	24.6	19.5	49.7	35.2	22.1
Sn	3.3	5.1	2.6	19.8	22.4	19.6	15.4	16.4	25.3	13.8
La	47.0	40.7	73.1	57.2	60.1	46.0	24.3	30.2	46.4	42.1
Ce	90	79	132	117	120	102	52	63	96	82
Pr	9.3	8.9	14.1	13.1	14.3	12.4	6.1	7.2	11.0	9.0
Nd	30.9	29.8	48.2	46.6	49.8	46.4	23.2	24.1	37.7	31.3
Sm	6.04	5.97	8.06	10.90	10.40	9.76	6.99	4.92	8.19	5.99
Eu	0.75	0.92	1.68	0.41	1.03	1.15	0.16	0.24	0.55	0.69
Gd	5.47	5.29	6.38	9.77	8.92	9.10	7.77	4.34	7.95	4.91
Tb	0.82	0.82	0.90	1.70	1.48	1.40	1.55	0.74	1.29	0.68
Dy	4.72	4.67	4.25	9.87	8.35	8.18	11.00	4.05	7.05	3.61
Ho	0.90	0.92	0.78	2.10	1.65	1.64	2.45	0.89	1.35	0.68
Er	2.70	2.76	2.28	6.81	4.92	5.06	8.58	2.89	4.16	2.11
Tm	0.43	0.38	0.34	1.02	0.79	0.74	1.49	0.48	0.62	0.30
Yb	2.46	2.65	2.07	6.43	5.50	4.63	8.85	3.65	4.49	1.73
Lu	0.39	0.44	0.32	0.98	0.80	0.68	1.51	0.60	0.70	0.29
AsI	1.06	1.05	0.85	0.98	1.01	0.95	1.04	1.04	1.08	1.03
Fe/(Fe + Mg)	0.95	0.58	0.57	0.95	0.87	0.84	0.93	0.93	0.73	0.77
Ca/Al*10 000	2.38	2.26	2.41	3.33	3.27	2.86	3.57	3.45	3.27	2.87

SiO<sub>2</sub> - LOI wt.%; Cr - Lu ppm; <.05 - concentration of element below detection limit. ASI = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) mol. Fe/(Fe + Mg) = FeO<sup>tot</sup>/(MgO + FeO<sup>tot</sup>) mol.



Table B3. Chemical compositions of intrusive rocks from the Alai range, Kyrgyzstan.

Intrusion	I-type	S-type	I-type and shoshonitic granitoids						Alkaline	
	Karakazik	Karavshin	Surmetash	Surmetash	Surmetash	Surmetash	Isfairam	Isfairam	Matcha	Zardalek
Rock-type	Qtz monzod.	Granite	Monzodiorite	Syenite	Syenite	Monzodiorite	Qtz syenite	Qtz monzon.	Ne syenite	Carbonatite
Sample	3S	4S	4	5	6A	6B	9	10	19	17
SiO <sub>2</sub>	66.06	72.60	59.90	61.30	61.40	52.10	66.70	65.10	57.50	0.23
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.29	0.49	0.46	0.53	1.31	0.25	0.40	0.45	-0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	14.06	17.30	18.80	18.65	16.95	17.80	16.40	18.45	0.05
FeO <sup>tot</sup>	4.26	1.65	5.40	3.70	3.66	7.72	1.97	1.92	4.58	0.96
MnO	n.d.	n.d.	0.16	0.11	0.10	0.14	0.10	0.06	0.07	0.48
MgO	1.68	0.73	3.11	0.77	0.91	4.40	0.21	0.41	0.05	0.16
CaO	4.15	1.18	5.85	2.02	2.47	7.36	1.11	2.02	2.21	53.20
Na <sub>2</sub> O	2.85	2.71	4.43	4.64	4.39	2.65	5.10	3.89	5.49	0.06
K <sub>2</sub> O	3.85	5.54	1.73	7.16	7.30	4.49	7.10	6.81	7.76	-0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.15	0.14	0.15	0.19	0.48	0.07	0.09	0.01	0.03
LOI	n.d.	n.d.	0.97	0.85	0.55	0.57	0.17	0.82	1.74	43.00
Cr	20	12	110	<10	<10	40	-10	-10	-10	-10
Ni	n.d.	n.d.	9	<1	<1	5	-1	-1	-1	1
V	28	20	64	12	24	147	7	9	-5	-5
Li	37	n.d.	90	50	40	40	30	50	10	-10
Rb	176	275	178	325	331	188	419	275	190	1
Cs	n.d.	n.d.	14.7	13.2	9.4	9.6	9.0	11.2	3.0	0.1
Ba	1200	920	352	786	1015	1410	353	899	1250	469
Sr	433	147	269	259	338	589	123	253	928	3520
Ga	n.d.	n.d.	26	21.8	21.8	20.3	23.5	18.6	21.9	4.3
Zr	108	166	180	630	236	169	493	334	80	2
Hf	6.1	4.1	6.4	12.6	5.1	4.1	9.6	7.8	1.6	-0.2
Y	18	22	64.0	34.1	25.4	28.2	25.2	28.0	5.1	59.8
Nb	19	20	81.8	42.3	32.3	37.9	43.1	42.6	9.5	0.6
Ta	1.7	10.0	3.1	1.6	1.5	1.9	2.2	2.4	0.5	0.4
U	2.6	5.7	12.4	5.1	2.7	3.5	9.0	7.6	0.3	0.3
Th	11	23	46.9	21.3	11.7	13.1	42.9	28.3	0.8	1.2
Cu	n.d.	n.d.	1	3	5	8	1	1	2	1
Pb	49	43	15	30	32	25	31	30	4	43
Zn	n.d.	n.d.	145	77	72	115	57	46	83	55
La	28	30	63.4	61.8	61.8	52.8	107.5	78.4	5.7	54.4
Ce	57	73	147	122	118	102	151	136	11	122
Pr	n.d.	n.d.	17.35	13.00	12.55	11.15	11.8	12.6	1.37	13.8
Nd	n.d.	n.d.	65.1	50.7	45.1	42.6	36.1	44.6	5.4	49.9
Sm	5.4	5.9	13.8	8.2	8.3	7.6	5.6	6.6	1.07	11.0
Eu	1.39	0.40	0.94	1.45	1.97	1.87	0.72	1.18	0.42	1.57
Gd	n.d.	n.d.	10.4	6.6	5.16	6.34	4.20	4.97	0.91	8.63
Tb	0.63	0.62	1.69	1.07	0.85	0.92	0.58	0.83	0.10	1.82
Dy	n.d.	n.d.	10.50	5.89	5.08	4.85	3.65	4.04	0.89	11.1
Ho	n.d.	n.d.	1.85	1.05	0.77	0.86	0.64	0.84	0.18	1.96
Er	n.d.	n.d.	6.21	2.91	2.24	3.04	2.24	2.64	0.55	7.59
Tm	n.d.	n.d.	0.9	0.49	0.38	0.41	0.36	0.40	0.09	1.42
Yb	1.11	0.9	6.68	3.45	2.66	2.43	2.94	3.29	1.02	8.23
Lu	0.3	0.2	0.85	0.40	0.36	0.35	0.47	0.41	0.15	1.03

SiO<sub>2</sub> - LOI wt%; Cr - Lu ppm; <0.05 - below detection limit, n.d. - element not determined.  
FeO<sup>tot</sup> - total Fe as FeO.

Table B4. Geochemical characteristics of granitoids from western Uzbek Tien Shan and results of isotopic and geochronological studies.

Abbreviations: Ch-K – Chatkal-Kurama terrane of Middle Tien Shan, Gis – Gissar Segment of South Tien Shan, Kyz – Kyzylkum-Nurata Segment of South Tien Shan, S-U – Slutan-Uvais. Rock names are based on quantitative estimations of modal compositions of rocks in thin sections. MALI according to the diagram  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % after Frost & Frost (2008).  $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  mol. MALI Magnesian and ferroan granite type according to the diagram  $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt. % after Frost & Frost (2008). Shoshonitic, High-K, Medium-K, Low-K series according to the diagram  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , wt.% after Le Maitre et al. (1989). “Age” indicates U-Pb zircon ages obtained in this study. “Age (1)” indicates previously published U-Pb zircon ages (see references in Chapter 4

Sample №	Trn	Intrusion	Rock type	SiO2	MAL	ASI	Magn/Ferroan	K-type	Y	X
T6-056	Ch-K	Ch-K region	q monzonite	57.96	alk	0.91	ferroan	Shoshonitic	39.37994	66.41407
T6-057	Ch-K	Kal'makyr	alt. q syenite	60.47	alk	1.20	magnesian	Shoshonitic	40.81254	69.64884
T6-058	Ch-K	Kal'makyr	andesite-dacite	53.97	alk	0.96	magnesian	Shoshonitic	40.81309	69.64886
T6-059	Ch-K	Kal'makyr	alt. q syenite	55.68	alk	1.18	magnesian	Shoshonitic	40.81269	69.64912
T6-060	Ch-K	Kal'makyr	alt. q syenite	57.16	alk	1.32	magnesian	Shoshonitic	40.81269	69.64912
T6-061	Ch-K	Kal'makyr	granosyenite-porphry	72.69	alk	1.05	magnesian	Shoshonitic	40.81224	69.64845
T6-062	Ch-K	Kal'makyr	granosyenite-porphry	69.83	alk	1.11	magnesian	Shoshonitic	40.81076	69.64921
T6-063	Ch-K	Karabash	q gabbro-diorite	53.83	alk-calc	1.04	magnesian	Shoshonitic	40.80902	69.64782
T6-064	Ch-K	Karabash	alt. granodiorite	69.72	alk-calc	1.26	magnesian	High-K	41.05270	69.71666
T6-065	Ch-K	Karabash	gabbro-diorite	52.40	alk-calc	0.85	magnesian	Shoshonitic	41.04166	69.70668
T6-066	Ch-K	Sarycheku	gabbro	39.78	alk-calc	0.86	magnesian	Shoshonitic	41.04004	69.69919
T6-067	Ch-K	Sarycheku	granite-porphry	62.98	alk-calc	1.00	magnesian	Shoshonitic	40.77561	69.77797
T6-068	Ch-K	Sarycheku	granite-porphry	62.59	alk-calc	0.85	magnesian	Shoshonitic	40.77581	69.77823
T6-069	Ch-K	Sarycheku	andesite-dacite	57.62	alk	1.00	magnesian	Shoshonitic	40.77630	69.77821
T6-070	Ch-K	Bashkyzylsai	granite-porphry	71.39	alk-calc	1.11	magnesian	Shoshonitic	40.77629	69.77820
T6-071	Ch-K	Bashkyzylsai	granite-porphry	64.06	alk-calc	0.95	magnesian	Shoshonitic	40.76702	69.77926
T6-072	Ch-K	Manichukut	granodiorite	62.87	alk-calc	1.17	magnesian	Shoshonitic	41.17882	69.81492

Table B4. Continued

Sample No	Age	Age(1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-056								
T6-057	315 <sub>+2</sub>	308 ± 1	0.7046	-0.7	1147	1142	2.63	845
T6-058		308 ± 4						
T6-059		315 ± 1						
T6-060								
T6-061	422 <sub>+4</sub>	416 ± 9	0.7007	-2.5	1213	1363	-1.31	1092
T6-062								
T6-063								
T6-064	420 <sub>+4</sub>		0.6872	6.9	494	516	-3.03	1156
T6-065								
T6-066								
T6-067	304 <sub>+3</sub>	306 ± 3	0.7059	-2.0	973	1243	1.42	882
T6-068		297 ± 3						
T6-069	311 <sub>+3</sub>		0.7061	-1.9	945	1238	1.79	876
T6-070		414,3±6,0						
T6-071								
T6-072								

Table B4. Continued

Sample №	Trn	Intrusion	Rock type	SiO <sub>2</sub>	MAI	ASI	Magn/Ferroan	K-type	Y	X
T6-073	Ch-K	Manichukut	andesite	60.11	alk-calc	1.09	magnesian	Shoshonitic	41.18071	69.81122
T6-074	Ch-K	Karasai/Kalkanata	andesite-dacite	56.20	alk	1.18	magnesian	Shoshonitic	40.97123	70.15783
T6-075	Ch-K	Karasai/Kalkanata	andesite-dacite	60.22	alk-calc	1.24	magnesian	Shoshonitic	40.97096	70.15781
T6-076	Ch-K	Karasai/Kalkanata	andesite-dacite	69.24	alk-calc	1.11	magnesian	Shoshonitic	41.01717	69.99235
T6-077	Ch-K	Kyzylalmasai	q diorite-porphyry	60.92	alk-calc	0.99	magnesian	Shoshonitic	41.02461	69.98165
T6-078	Ch-K	Kyzylalmasai	microdiorite-porphyry	56.05	alk-calc	0.94	magnesian	High-K	41.02520	69.97542
T6-079	Ch-K	Kyzylalmasai	granodiorite-porphyry	66.77	alk-calc	1.13	magnesian	Shoshonitic	41.02654	69.97414
T6-086	Ch-K	Kyzylalmasai (Mezhdurech'e)	granite	62.65	alk	1.19	magnesian	Shoshonitic	0.00000	0.00000
T6-087	Ch-K	Kyzylalmasai (Mezhdurech'e)	andesite-basalt	48.14	alk	0.82	magnesian	Shoshonitic	0.00000	0.00000
T6-080	Ch-K	Karabau	granosyenite-porphyry	64.78	alk-calc	0.97	magnesian	High-K	41.04417	70.04241
T6-081	Ch-K	Karabau	catacl. granite	67.00	alk-calc	1.01	magnesian	Shoshonitic	41.05226	70.04209
T6-082	Ch-K	Nausalysai	granite	64.07	alk-calc	0.98	magnesian	Shoshonitic	41.01500	69.94464
T6-083	Ch-K	Akcha	diabase	46.13	calc	0.75	magnesian	High-K	40.95497	69.86140
T6-084	Ch-K	Akcha	granite	73.61	alk-calc	1.02	magnesian	Shoshonitic	40.96062	69.87066
T6-085	Ch-K	Akcha	granite	62.02	alk-calc	0.79	ferroan	Shoshonitic	40.95136	69.86306
T6-088	Ch-K	Kairagach	alt. andesite-dacite	55.93	alk-calc	0.73	magnesian	Shoshonitic	40.97103	70.15787
T6-089	Ch-K	Kairagach	alt. andesite-dacite	55.16	alk-calc	0.91	magnesian	Shoshonitic	40.97103	70.15787
T6-090	Ch-K	Kairagach	андезит	57.55	alk	1.08	magnesian	Shoshonitic	40.96766	70.15843
T6-091	Ch-K	Akchasai	q monzodiorite	65.88	alk-calc	1.11	magnesian	Shoshonitic	41.01717	69.99235
T6-092	Ch-K	Akchasai	micropegmatite	72.91	alk-calc	1.14	ferroan	Shoshonitic	41.29137	70.43772
T6-093	Ch-K	Akchasai	q diorite	54.03	calc-alk	0.94	magnesian	Medium-K	41.29056	70.43643
T6-094	Ch-K	Arashan	granite	72.31	alk-calc	1.05	ferroan	Shoshonitic	41.29137	70.43772
T6-095	Ch-K	Arashan	granite-porphyry	69.50	alk-calc	1.00	ferroan	Shoshonitic	41.29056	70.43643
T6-096	Ch-K	Arashan	catacl. granite	72.56	alk-calc	1.06	ferroan	Shoshonitic	41.29056	70.43643
T6-097	Ch-K	Arashan	catacl. granite	72.92	alk-calc	1.06	ferroan	Shoshonitic	41.29056	70.43643
T6-098	Ch-K	Chadak	q monzodiorite	59.09	alk-calc	0.98	magnesian	High-K	41.23482	69.51042
T6-099	Ch-K	Chadak	q monzonite	64.00	alk-calc	1.00	magnesian	Shoshonitic	41.02490	70.42520
T6-100	Ch-K	Chadak	q monzonite	64.11	alk-calc	1.01	magnesian	Shoshonitic	41.01310	70.43330
T6-101	Ch-K	Pimirab	granite-porphyry	63.07	alk-calc	1.08	magnesian	Shoshonitic	41.00220	70.44480
T6-030	Gis	Aktosty	catacl. granite	66.59	alk-calc	1.12	magnesian	High-K	38.95067	67.33812
T6-031	Gis	Aktosty	catacl. granite	71.87	alk-calc	1.07	ferroan	Shoshonitic	38.94787	67.35500
T6-032	Gis	Syrdarya	granite	71.71	alk-calc	1.02	magnesian	High-K	38.94787	67.35500
T6-045	Gis	Lolabulaqsky*	granite	69.50	alk-calc	1.05	magnesian	High-K	39.42741	67.03220
T6-046	Gis	Lolabulaqsky*	catacl. granite	74.28	alk-calc	1.19	magnesian	High-K	39.37370	66.99376
T6-047	Gis	Lolabulaqsky*	granite	69.59	alk	1.02	magnesian	Shoshonitic	39.30233	66.92273

Table B4. Continued

Sample No	Age	Age(1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-073								
T6-074								
T6-075	429±4		0.7056	-5.1	1463	1563	-5.99	1281
T6-076	416±4		0.7057	-3.9	1240	1469	-1.77	1105
T6-077	314±4		0.7065	-0.7	941	1144	4.19	780
T6-078								
T6-079	429±7		0.7175	-0.8	1099	1236	-2.99	1187
T6-086	428±6		0.7045	-5.1	1383	1567	-2.95	1176
T6-087	309±5		0.7066	0.7	855	1020	4.04	779
T6-080								
T6-081	314.4±3.4						0.78	1310
T6-082	318±5		0.7057	-0.7	917	1149	4.92	758
T6-083	320±3						7.10	880
T6-084	401±5		0.6960	-4.7	1189	1519	4.42	865
T6-085								
T6-088								
T6-089	308±3		0.7048	-0.9	955	1153	2.15	862
T6-090								
T6-091								
T6-092	397±3		0.7046	-0.1	917	1152	4.29	865
T6-093								
T6-094								
T6-095								
T6-096	289±3		0.7034	-3.7	1211	1367	-1.15	981
T6-097								
T6-098								
T6-099								
T6-100								
T6-101	302±4		0.7064	-3.4	1079	1353	-0.37	952
T6-030								
T6-031								
T6-032								
T6-045								
T6-046								
T6-047	269±4		0.7081	-5.3	1223	1469	-2.02	997

Table B4. Continued

Sample №	Trn	Intrusion	Rock type	SiO2	MAI	ASI	Magn/Ferroan	K-type	Y	X
T6-048	Gis	Lolabulaqsky*	Bi-Plag gneiss	56.48	alk	0.94	magnesian	Shoshonitic	39.30232	66.92266
T6-049	Gis	Lolabulaqsky*	granite	70.94	alk-calc	1.03	magnesian	High-K	39.28959	66.90368
T6-050	Gis	Western Gyssar batholith	granite	70.51	alk-calc	1.00	magnesian	Shoshonitic	38.95059	67.33756
T6-051	Gis	Western Gyssar batholith	granite	70.03	alk-calc	1.06	magnesian	Shoshonitic	38.95037	67.35401
T6-052	Gis	Western Gyssar batholith	gabbro-diorite	54.11	alk-calc	0.92	magnesian	Shoshonitic	38.94653	67.35216
T6-053	Gis	Western Gyssar batholith	tonalite	67.65	calc	1.01	magnesian	Medium-K	38.95854	67.33387
T6-054	Gis	Western Gyssar batholith	plagiogranite	58.24	calc	0.97	ferroan	Medium-K	38.96278	67.33666
T6-055	Gis	Lolabulak	pegmatite	70.72	alk	1.07	ferroan	Shoshonitic	39.37994	66.41407
T6-010	Kyz	Sautbai	q monzonite	65.93	alk-calc	0.90	magnesian	Shoshonitic	42.14772	64.10501
T6-011	Kyz	Turbai	q monzodiorite	66.23	alk-calc	1.04	magnesian	Medium-K	42.21566	64.17090
T6-012	Kyz	kokpatas	q monzodiorite	63.44	alk-calc	0.88	magnesian	High-K	42.22722	63.88897
T6-107	Kyz	Amantaitau	spessartite dike	55.74	alk	1.43	magnesian	High-K	38.96257	67.33671
T6-033	Kyz	Amantaitau	spessartite dike	49.11	alk-calc	0.65	magnesian	Shoshonitic	38.96257	67.33671
T6-013	Kyz	Bokaly	leucotonalite	67.20	calc	1.05	magnesian	Medium-K	42.67130	63.38849
T6-014	Kyz	Bokaly	tonalite-porphyry	65.66	alk-calc	1.03	magnesian	Medium-K	42.67274	63.38929
T6-015	Kyz	Bokaly	tonalite-porphyry	62.34	calc-alk	0.97	magnesian	Medium-K	42.67371	63.38864
T6-016	Kyz	Karasho pipe	granite	64.63	alk	1.01	magnesian	Shoshonitic	42.28113	63.92085
T6-017	Kyz	Altyntau	two-mica granite	71.80	alk-calc	1.08	magnesian	High-K	42.18184	63.57055
T6-018	Kyz	Altyntau	two-mica granite	69.84	alk-calc	1.08	magnesian	High-K	42.18215	63.57530
T6-019	Kyz	Adzhikty	Bi-Am granite	68.29	alk-calc	1.01	ferroan	Shoshonitic	41.67140	64.28581
T6-020	Kyz	Teskuduk ophiolite	diorite	49.19	alk-calc	0.94	magnesian	Medium-K	41.65230	64.33192
T6-021	Kyz	Teskuduk granite (North Tamdy)	leucogranite	74.98	alk-calc	1.02	ferroan	High-K	41.68131	64.29055
T6-022	Kyz	Auminzatau	q monzonite	67.95	alk-calc	1.02	magnesian	High-K	41.19955	63.53968
T6-023	Kyz	Auminzatau	granite	69.64	alk-calc	1.07	magnesian	High-K	41.21181	63.53227
T6-024	Kyz	Taskazgan	gabbro	42.64	calc	0.47	magnesian	Shoshonitic	40.92616	63.26231
T6-025	Kyz	Shuruk	plagiogranite	68.17	alk-calc	1.05	magnesian	Medium-K	40.73852	63.74735
T6-026	Kyz	Kyngir	monzodiorite-porphyry	62.54	alk-calc	0.93	magnesian	Shoshonitic	40.65723	66.23526



Table B4. Continued

Sample No	Age	Age(1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-073								
T6-074								
T6-075	429±4		0.7056	-5.1	1463	1563	-5.99	1281
T6-076	416±4		0.7057	-3.9	1240	1469	-1.77	1105
T6-077	314±4		0.7065	-0.7	941	1144	4.19	780
T6-078								
T6-079	429±7		0.7175	-0.8	1099	1236	-2.99	1187
T6-086	428±6		0.7045	-5.1	1383	1567	-2.95	1176
T6-087	309±5		0.7066	0.7	855	1020	4.04	779
T6-080								
T6-081	314.4±3.4						0.78	1310
T6-082	318±5		0.7057	-0.7	917	1149	4.92	758
T6-083	320±3						7.10	880
T6-084	401±5		0.6960	-4.7	1189	1519	4.42	865
T6-085								
T6-088								
T6-089	308±3		0.7048	-0.9	955	1153	2.15	862
T6-090								
T6-091								
T6-092	397±3		0.7046	-0.1	917	1152	4.29	865
T6-093								
T6-094								
T6-095								
T6-096	289±3		0.7034	-3.7	1211	1367	-1.15	981
T6-097								
T6-098								
T6-099								
T6-100								
T6-101	302±4		0.7064	-3.4	1079	1353	-0.37	952
T6-030								
T6-031								
T6-032								
T6-045								
T6-046								
T6-047	269±4		0.7081	-5.3	1223	1469	-2.02	997

Table B4. Continued

Sample №	Trn	Intrusion	Rock type	SiO <sub>2</sub>	MAFI	ASI	Magn/Ferroan	K-type	Y	X
T6-028	Kyz	Kyngir	two-mica granite	66.76	alk-calc	1.08	magnesian	Shoshonitic	40.64167	66.23333
T6-027	Kyz	Tozbulak	leucogranite	72.13	alk-calc	1.03	ferroan	Shoshonitic	40.65723	66.23526
T6-029	Kyz	Tozbulak	syenite	54.74	alk	0.88	ferroan	Shoshonitic	40.64253	66.23157
T6-034	Kyz	Zarkainar-Nurata	q monzonite	62.39	alk	0.91	magnesian	Shoshonitic	40.52967	65.62750
T6-035	Kyz	Aktau (Darasai complex)	granite	77.72	alk-calc	1.05	ferroan	High-K	40.42359	66.00462
T6-036	Kyz	Aktau (Darasai complex)	granodiorite	68.79	calc	0.97	magnesian	Medium-K	40.42432	66.00545
T6-037	Kyz	Temirkobuk (Shurak complex)	plagiogranite	66.15	calc-alk	1.00	magnesian	Medium-K	40.67669	66.24274
T6-038	Kyz	Temirkobuk (Shurak complex)	granite-aplite	76.42	alk-calc	1.03	magnesian	High-K	40.67651	66.24876
T6-039	Kyz	Madavat (Kattaich complex)	monzogabbro	53.03	alk-calc	0.64	magnesian	Shoshonitic	40.65724	66.23522
T6-040	Kyz	Madavat (Kattaich complex)	q monzonite	65.72	alk-calc	0.95	magnesian	High-K	40.64252	66.23154
T6-041	Kyz	Koshrabad	monzonite	56.73	alk	0.84	ferroan	Shoshonitic	40.36318	66.69456
T6-042	Kyz	Koshrabad	q monzonite	65.42	alk-calc	0.99	ferroan	Shoshonitic	40.38393	66.69488
T6-043	Kyz	Koshrabad	gabbro-diorite	53.26	alk-calc	0.75	ferroan	High-K	40.36085	66.69467
T6-044	Kyz	Chagatai	carbonatite	20.60	calc-alk	0.10	ferroan	Shoshonitic	40.22233	66.58616
T6-001	S-U	Aktau, eastern part	plagiogranite		calc-alk	1.07	magnesian	Medium-K	40.54752	65.62846
T6-002	S-U	Aktau, western part	plagiogranite		calc	1.02	magnesian	Medium-K	40.46545	66.05654
T6-003	S-U	Istemes gneiss	gneissic -granite		alk	1.15	magnesian	Shoshonitic	40.30298	66.51831
T6-004	S-U	Istemes gneiss	gneissic -granite		alk-calc	1.06	magnesian	Medium-K	40.26473	66.50922
T6-005	S-U	Tebinbulak	metagabbro		calc-alk	0.73	ferroan	Medium-K	40.32981	66.73574
T6-006	S-U	Tebinbulak	anorthosite		alk	1.34	ferroan	Medium-K	40.33307	66.69476
T6-007	S-U	Shehdzheily	granite		calc	1.06	magnesian	Low-K	40.36073	66.69343
T6-008	S-U	Dzhamansai	monzodiorite		alk	0.90	ferroan	Shoshonitic	40.38247	66.69816
T6-009	S-U	Kakhralysai	plagiogranite		calc	1.04	magnesian	Low-K	40.41664	66.69047

Table B4. Continued

Sample No	Age	Age(1)	Sr87/86i	eNdt	Tdm (Ma)	Tdm*(Ma)	eHf	Hf <sub>TDMC</sub>
T6-028								
T6-027								
T6-029								
T6-034								
T6-035								
T6-036	275.7±7	276 ± 9					5.31	960
T6-037		281 ± 1						
T6-038								
T6-039								
T6-040	273±3	287 ± 2	0.7091	-5.3	1184	1474	-3.76	1057
T6-041								
T6-042	283±2	286 ± 2	0.7083	-3.6	1239	1353	1.22	870
T6-043								
T6-044								
T6-001	277±3.1						11.04	630
T6-002								
T6-003	311±4						5.45	1010
T6-004								
T6-005								
T6-006								
T6-007	382±4		0.7048	7.0	492	474	14.34	482
T6-008								
T6-009	504.7±6						12.71	670

Table B5. Chemical compositions of granitoids from western Uzbek Tien Shan. See Table B4 and Chapter 4 for description.

№ пробы	Координаты		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnn @ 1000°C
	Y	X	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
T6-001	42,02500	60,51333	67,10	0,31	16,31	2,28	0,038	1,10	3,36	4,38	1,92	0,12	0,003	0,99
T6-002	42,03417	60,40722	68,24	0,42	17,51	3,62	0,042	1,79	4,59	4,32	1,80	0,22	0,005	0,65
T6-003	42,00306	60,52222	69,72	0,03	15,57	0,45	0,051	0,11	0,66	3,88	5,73	0,18	0,003	0,63
T6-004	42,00333	60,51722	65,99	0,50	16,16	2,67	0,034	1,03	3,32	4,77	1,39	0,15	0,002	0,94
T6-005	42,14250	60,40194	48,06	0,66	20,09	9,60	0,169	3,33	11,34	4,16	0,36	0,35	0,002	0,46
T6-006	42,14389	60,40667	57,45	0,10	24,24	1,08	0,016	0,10	1,03	8,55	2,02	0,05	0,002	1,53
T6-007	42,12111	60,28778	67,65	0,40	14,39	3,73	0,052	1,40	2,75	4,81	0,76	0,09	0,003	2,61
T6-008	42,08417	60,48972	57,94	0,33	19,51	3,27	0,120	0,67	4,11	6,32	3,74	0,14	0,002	0,84
T6-009	42,02361	60,70778	76,45	0,18	12,81	2,10	0,065	0,50	1,25	5,66	0,70	0,05	0,003	1,13
T6-010	42,14772	64,10501	65,93	0,43	14,89	2,88	0,041	2,52	2,84	3,75	5,09	0,19	0,019	0,81
T6-011	42,21566	64,17090	66,23	0,45	16,14	3,11	0,051	1,19	3,19	4,50	2,43	0,20	0,003	0,72
T6-013	42,67130	63,38849	67,20	0,28	15,81	2,66	0,041	1,26	3,43	4,31	1,78	0,14	0,004	0,52
T6-014	42,67274	63,38929	65,66	0,30	15,65	2,66	0,039	1,06	3,45	4,18	2,05	0,16	0,003	2,35
T6-015	42,67371	63,38864	62,34	0,41	17,58	3,66	0,033	2,16	4,93	4,89	1,24	0,18	0,004	0,71
T6-016	42,28113	63,92085	64,63	0,35	14,53	2,31	0,026	1,78	1,84	4,17	4,04	0,17	0,009	2,41
T6-017	42,18184	63,57055	71,80	0,29	15,08	1,98	0,040	0,54	1,85	3,99	3,92	0,20	0,003	0,51
T6-018	42,18215	63,57530	69,84	0,28	14,84	1,86	0,035	0,51	1,63	3,88	4,23	0,16	0,003	0,57
T6-019	41,67140	64,28581	68,29	0,38	14,01	3,05	0,040	0,43	1,48	3,61	5,00	0,10	0,003	0,63
T6-020	41,65230	64,33192	49,19	0,21	22,31	5,59	0,093	4,88	8,86	3,99	1,05	0,03	0,013	2,85
T6-021	41,68131	64,29055	74,98	0,10	12,39	1,40	0,014	0,08	0,56	3,35	5,23	0,02	0,002	0,70
T6-022	41,19955	63,53968	67,95	0,51	15,00	3,48	0,050	1,25	2,46	3,62	4,12	0,19	0,005	0,79
T6-023	41,21181	63,53227	69,64	0,30	14,54	1,65	0,018	0,59	1,45	3,73	4,56	0,10	0,004	0,67
T6-024	40,92616	63,26231	42,64	0,96	15,86	6,57	0,089	6,63	16,81	0,98	1,66	0,10	0,068	3,26
T6-025	40,73852	63,74735	68,17	0,21	14,86	1,58	0,024	0,85	2,32	4,08	3,02	0,08	0,006	2,02
T6-026	40,65723	66,23526	62,54	0,50	14,95	4,29	0,063	2,64	3,56	2,72	5,06	0,23	0,016	2,76
T6-027	40,65723	66,23526	72,13	0,11	13,07	1,31	0,022	0,15	0,99	3,05	5,44	0,04	0,004	0,60
T6-028	40,64167	66,23333	66,76	0,26	15,20	1,70	0,024	0,88	2,38	2,96	4,72	0,17	0,005	1,17
T6-029	40,64253	66,23157	54,74	0,31	21,07	5,76	0,125	0,15	2,65	7,72	6,13	0,07	0,001	0,77
T6-030	38,95067	67,33812	66,59	0,48	14,48	2,88	0,036	1,20	2,01	3,14	4,00	0,21	0,007	2,22
T6-031	38,94787	67,35500	71,87	0,12	13,63	1,21	0,013	0,17	0,81	3,14	5,72	0,04	0,003	0,90



Table B5. Continued

№ пробы	Co	Ni	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	U	Th	Pb	Sn	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T6-001	5,7	4	38	1,2	41,0	738,5	611,8	17,3	88,8	2	6,0	4,7	0,4	0,9	5,4	7,7	2	28,9
T6-002	10,7	15	72	1,8	40,7	765,1	840,7	22,4	109,9	3	7,3	4,2	0,4	1,2	3,9	5,2	2	38,3
T6-003	1,4	2	<5	2,6	132,4	868,5	150,9	11,3	30,9	2	13,5	2,2	0,7	1,4	0,9	4,5	2	3,6
T6-004	4,1	2	41	4,1	58,1	632,2	759,7	20,4	115,1	3	5,0	10,2	0,8	1,6	5,5	5,5	2	2,6
T6-005	26,7	8	245	0,6	1,7	632,6	1793,8	20,6	25,7	1	14,3	1,3	<0,1	0,2	2,7	2,0	1	35,9
T6-006	1,7	<1	29	0,4	16,5	5775,4	998,4	17,7	29,5	<1	2,0	2,3	<0,1	0,7	<0,1	4,0	<1	1,8
T6-007	8,2	6	63	0,7	10,3	195,5	153,0	14,0	115,7	3	25,5	2,0	0,1	0,9	1,7	1,8	2	25,2
T6-008	4,0	2	49	0,5	66,9	2892,5	1634,8	23,9	276,3	7	21,3	18,4	1,0	10,0	13,7	30,3	2	9,2
T6-009	2,3	1	13	0,9	10,1	183,2	87,4	13,9	107,4	5	44,4	2,3	<0,1	0,5	2,8	2,1	2	0,7
T6-010	10,7	51	43	10,9	194,1	1329,4	539,1	22,2	226,3	7	21,5	26,8	3,7	8,9	27,8	10,5	3	3,4
T6-011	6,0	4	43	2,5	69,2	746,7	452,7	20,1	133,6	5	17,1	11,8	1,1	2,2	11,3	4,2	3	3,3
T6-013	6,3	9	45	0,8	40,4	870,7	654,4	16,5	82,9	3	5,5	5,1	0,3	1,0	6,1	1,9	3	2,7
T6-014	6,1	7	45	0,6	34,4	758,1	765,6	17,4	119,4	3	5,4	6,8	0,4	1,5	4,9	4,3	>1	70,2
T6-015	10,8	23	82	0,5	24,2	725,1	801,0	18,1	80,9	3	7,0	5,1	0,3	0,8	3,0	1,9	>1	2,9
T6-016	5,8	36	41	1,5	140,7	1046,6	358,8	24,1	129,8	5	32,4	28,0	3,7	18,7	10,2	20,1	12	23,5
T6-017	2,4	2	22	9,1	170,7	629,0	191,9	20,6	126,8	4	19,6	19,4	2,3	5,8	10,7	3,6	8	1,9
T6-018	2,2	<1	20	12,0	189,2	775,4	193,4	23,0	132,3	5	32,0	18,8	2,6	6,8	11,9	4,6	8	3,2
T6-019	3,0	<1	14	7,5	203,0	585,3	115,6	23,1	242,7	8	49,8	17,5	2,1	8,1	19,8	12,3	11	4,0
T6-020	20,3	24	90	1,1	26,0	450,2	291,9	13,5	12,4	1	6,2	<0,5	<0,1	0,2	3,0	6,2	1	3,9
T6-021	0,5	1	<5	6,0	249,6	48,0	20,7	23,0	166,1	7	62,0	18,7	2,8	10,3	18,1	20,8	7	1,1
T6-022	6,8	10	42	8,9	162,1	875,0	238,4	20,5	168,6	6	29,5	14,8	1,6	4,0	13,7	13,1	6	11,9
T6-023	3,2	5	23	8,3	195,3	911,1	185,8	23,0	202,8	7	12,2	10,6	1,6	8,2	11,8	9,4	5	6,6
T6-024	33,8	61	82	1,9	64,4	189,2	345,7	14,9	125,0	5	17,2	3,4	0,1	1,1	6,7	19,5	2	50,7
T6-025	4,3	8	22	1,7	76,7	962,9	602,9	17,8	81,5	3	3,5	3,3	0,1	1,9	3,0	25,3	<1	0,9
T6-026	12,5	30	78	16,1	187,7	890,8	582,0	16,6	168,7	6	16,6	9,7	0,8	3,7	15,6	13,7	2	10,0
T6-027	1,5	4	<5	11,6	225,9	229,7	40,1	15,7	111,8	5	41,0	6,1	0,8	3,9	15,3	8,5	6	4,8
T6-028	3,6	14	14	10,4	212,1	431,5	144,0	20,4	102,0	4	10,0	7,7	1,0	4,1	10,7	11,9	7	4,9
T6-029	3,4	<1	<5	2,9	308,6	386,0	117,5	22,2	122,7	4	18,7	5,8	0,6	0,8	6,4	3,2	6	7,8
T6-030	5,6	18	27	5,4	160,3	548,9	150,4	17,3	173,5	6	22,4	8,4	0,8	2,4	12,2	18,8	5	8,8
T6-031	1,5	16	<5	4,6	230,1	335,6	42,4	17,1	90,7	4	33,3	6,3	1,0	4,8	10,6	8,0	6	6,5

Table B5. Continued

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
T6-001	14.9	27.5	3.2	11.4	2.0	0.5	1.6	0.2	1.1	0.3	0.6	<0.1	0.6	0.1	2.92	1.08	1.07
T6-002	16.9	31.7	3.7	14.1	2.5	0.8	1.9	0.3	1.3	0.3	0.7	0.1	0.6	0.1	3.42	1.32	1.45
T6-003	4.3	9.6	1.2	4.7	1.4	0.5	1.8	0.4	1.9	0.4	1.2	0.2	1.2	0.2	0.44	0.63	1.29
T6-004	28.3	50.6	5.7	19.6	3.4	1.0	2.2	0.3	1.0	0.2	0.4	<0.1	0.3	<0.1	11.62	3.09	1.48
T6-005	17.3	37.0	5.0	21.6	4.3	1.7	4.1	0.5	2.8	0.5	1.3	0.2	1.0	0.1	2.08	1.69	1.57
T6-006	3.0	5.9	0.7	2.2	0.3	0.7	0.4	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	<0.1	1.70	0.72	8.41
T6-007	10.6	22.4	3.1	10.9	2.7	0.8	3.2	0.6	3.8	0.8	2.6	0.4	2.6	0.5	0.49	0.52	1.09
T6-008	37.3	73.0	8.4	31.4	6.2	1.7	4.8	0.6	3.2	0.6	1.7	0.3	1.7	0.3	2.66	1.19	1.22
T6-009	6.9	17.6	2.8	12.4	3.5	0.7	4.5	1.0	6.2	1.5	4.6	0.7	4.7	0.8	0.18	0.40	0.74
T6-010	60.2	108.4	11.6	38.6	6.8	1.4	5.7	0.7	3.6	0.7	1.8	0.3	1.8	0.3	4.04	1.31	0.90
T6-011	26.8	51.5	6.1	21.0	3.7	1.0	3.6	0.5	2.6	0.5	1.5	0.2	1.5	0.2	2.24	1.04	1.07
T6-013	14.8	25.8	2.9	9.6	1.7	0.5	1.6	0.2	1.1	0.2	0.5	<0.1	0.4	<0.1	4.30	1.63	1.29
T6-014	18.8	34.9	3.8	12.3	1.7	0.7	1.5	0.2	1.0	0.2	0.4	<0.1	0.5	<0.1	4.35	1.18	1.75
T6-015	15.3	26.8	2.9	11.0	1.9	0.7	1.7	0.2	1.1	0.3	0.7	0.1	0.6	<0.1	2.95	1.15	1.57
T6-016	29.2	56.9	6.6	23.4	5.2	0.9	5.1	0.8	4.7	1.0	3.0	0.5	2.8	0.4	1.29	0.77	0.69
T6-017	31.3	59.5	7.0	23.0	4.8	0.6	4.0	0.7	3.2	0.7	1.7	0.3	1.8	0.3	2.19	0.97	0.55
T6-018	33.8	66.0	7.6	25.7	5.3	0.8	4.5	0.9	5.0	1.0	2.8	0.4	3.0	0.5	1.40	0.64	0.63
T6-019	56.7	110.5	13.0	44.9	8.7	0.8	7.9	1.3	8.0	1.7	4.8	0.8	4.4	0.7	1.58	0.75	0.37
T6-020	1.0	3.1	0.5	2.3	0.8	0.3	0.9	0.2	1.0	0.2	0.7	<0.1	0.6	0.1	0.22	0.63	1.54
T6-021	50.5	105.0	12.4	45.2	9.1	0.1	9.7	1.6	10.1	2.1	6.0	0.9	5.5	0.8	1.13	0.74	0.06
T6-022	39.2	74.7	8.8	31.1	5.9	1.0	5.8	0.9	4.6	0.9	2.8	0.4	2.5	0.4	1.91	0.97	0.65
T6-023	29.8	54.5	6.0	21.1	3.4	1.0	2.8	0.4	2.1	0.4	1.0	0.2	1.0	0.2	3.76	1.23	1.23
T6-024	10.8	24.0	3.2	12.8	3.0	1.1	3.0	0.5	2.6	0.6	1.6	0.2	1.5	0.3	0.87	0.82	1.39
T6-025	8.1	16.4	1.9	6.9	1.3	0.5	1.1	0.1	0.7	0.1	0.4	<0.1	0.3	<0.1	2.83	1.38	1.70
T6-026	41.2	77.7	8.8	29.8	5.5	1.3	4.3	0.5	2.8	0.5	1.4	0.2	1.3	0.2	3.85	1.38	1.01
T6-027	29.1	61.4	7.7	28.4	6.7	0.4	6.6	1.0	6.4	1.4	3.9	0.6	3.8	0.6	0.93	0.73	0.22
T6-028	24.2	48.8	5.9	21.1	4.2	0.8	3.3	0.4	1.9	0.3	0.8	0.1	1.0	0.1	3.07	1.45	0.83
T6-029	28.0	62.8	8.2	29.0	5.3	0.7	4.6	0.7	3.4	0.7	2.3	0.4	3.6	0.7	0.96	0.54	0.57
T6-030	35.7	73.3	8.8	33.0	6.7	1.1	5.7	0.7	4.0	0.8	2.1	0.3	2.0	0.3	2.25	1.23	0.69
T6-031	27.8	58.2	7.0	26.0	6.0	0.3	5.6	0.9	5.5	1.0	3.2	0.5	3.0	0.5	1.15	0.79	0.23



Table B5. Continued

№ пробы	Координаты		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnn @ 1000°C
	Y	X	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
T6-032	38,94787	67,35500	71,71	0,39	15,18	2,86	0,042	0,86	2,22	3,78	4,37	0,10	0,004	0,62
T6-034	40,52967	65,62750	62,39	0,47	15,98	3,41	0,071	1,27	3,20	3,86	5,28	0,24	0,004	0,50
T6-035	40,42359	66,00462	77,72	0,10	13,62	1,18	0,039	0,19	1,08	3,49	4,89	0,02	0,002	0,54
T6-036	40,42432	66,00545	68,79	0,68	15,76	4,67	0,073	1,86	4,31	3,54	2,73	0,29	0,005	0,69
T6-037	40,67669	66,24274	66,15	0,62	16,95	4,08	0,061	1,75	4,23	4,04	2,73	0,26	0,004	0,96
T6-038	40,67651	66,24876	76,42	0,03	13,71	0,29	0,013	0,08	1,03	4,16	4,31	0,03	0,005	0,38
T6-039	40,65724	66,23522	53,03	0,67	13,00	7,38	0,123	7,61	7,12	2,10	4,17	0,59	0,083	1,09
T6-040	40,64252	66,23154	65,72	0,46	14,59	3,54	0,057	2,37	3,35	3,12	4,07	0,17	0,025	1,33
T6-041	40,36318	66,69456	56,73	0,59	17,00	7,76	0,116	0,41	3,91	4,98	4,84	0,17	0,001	0,65
T6-042	40,38393	66,69488	65,42	0,49	15,21	4,60	0,060	0,64	2,87	3,31	4,57	0,17	0,002	0,74
T6-043	40,36085	66,69467	53,26	1,20	17,94	10,47	0,158	0,42	7,24	5,52	1,97	0,24	<0,001	0,16
T6-045	39,42741	67,03220	69,50	0,46	15,68	3,67	0,062	1,31	3,00	3,11	4,30	0,21	0,005	0,60
T6-046	39,37370	66,99376	74,28	0,09	14,67	0,86	0,031	0,22	0,72	3,51	5,02	0,19	0,002	0,89
T6-047	39,30233	66,92273	69,59	0,38	15,26	2,34	0,027	0,59	1,23	2,79	7,91	0,37	0,004	0,52
T6-048	39,30232	66,92266	56,48	1,48	17,98	6,81	0,10	2,91	5,01	4,28	3,55	0,68	0,00	0,50
T6-049	39,28959	66,90368	70,94	0,69	15,12	3,27	0,054	1,00	2,32	3,49	4,70	0,29	0,003	0,34
T6-050	38,95059	67,33756	70,51	0,23	14,11	1,98	0,060	0,46	1,54	3,57	5,10	0,10	0,002	0,61
T6-051	38,95037	67,35401	70,03	0,31	14,54	2,19	0,056	0,53	1,65	3,49	4,77	0,16	0,004	0,53
T6-052	38,94653	67,35216	54,11	1,68	17,85	8,21	0,107	3,01	6,07	3,58	2,83	0,50	0,001	1,37
T6-053	38,95854	67,33387	67,65	0,35	14,79	5,51	0,107	1,77	4,52	2,96	1,46	0,07	0,003	1,28
T6-054	38,96278	67,33666	58,24	0,42	19,39	5,77	0,096	1,61	7,62	3,25	0,81	0,09	0,003	1,14
T6-057	40,81254	69,64884	60,47	0,55	14,71	8,66	0,055	2,90	1,35	1,33	7,53	0,48	0,006	3,72
T6-058	40,81309	69,64886	53,97	0,49	14,14	6,02	0,110	6,52	3,99	2,62	3,17	0,22	0,066	4,10
T6-059	40,81269	69,64912	55,68	0,58	14,88	9,08	0,052	2,96	1,29	1,47	7,68	0,40	0,004	2,64
T6-060	40,81269	69,64912	57,16	0,50	15,14	9,18	0,072	3,00	1,29	0,39	8,32	0,41	0,004	3,65
T6-061	40,81224	69,64845	72,69	0,19	12,11	3,38	0,021	0,78	0,41	1,33	8,03	0,07	0,029	2,03
T6-062	40,81076	69,64921	69,83	0,22	12,87	1,78	0,050	0,79	0,94	0,29	8,76	0,06	0,003	2,35
T6-063	40,80902	69,64782	53,83	1,07	13,48	13,72	0,147	6,97	4,08	1,47	3,06	0,19	0,013	3,63
T6-064	41,05270	69,71666	69,72	0,48	13,96	4,48	0,074	2,45	1,54	2,14	4,61	0,16	0,013	1,26
T6-065	41,04166	69,70668	52,40	0,59	18,22	9,93	0,193	3,80	7,99	2,95	2,41	0,40	0,001	0,65
T6-066	41,04004	69,69919	39,78	0,65	19,19	12,98	0,164	9,62	10,47	1,45	0,84	0,11	0,006	2,29
T6-067	40,77561	69,77797	62,98	0,37	14,61	3,26	0,087	1,28	2,47	2,99	4,96	0,15	0,003	2,83
T6-068	40,77581	69,77823	62,59	0,38	14,34	2,52	0,029	1,37	3,79	2,29	5,91	0,20	0,003	4,41
T6-069	40,77630	69,77821	57,62	0,54	15,69	4,79	0,125	2,08	3,75	2,94	4,05	0,26	0,002	4,31
T6-070	40,77629	69,77820	71,39	0,27	13,30	1,01	0,013	0,73	0,99	0,59	8,62	0,06	0,003	2,57



Table B5. Continued

№ пробы	Co	Ni	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	U	Th	Pb	Sn	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T6-032	6,5	7	19	9,0	163,4	762,4	210,4	17,8	129,5	5	16,8	12,0	1,8	9,0	14,7	6,5	3	33,3
T6-034	5,5	8	50	0,7	68,1	2070,0	1367,0	21,4	268,3	7	16,8	25,1	1,6	2,5	13,9	7,4	3	55,1
T6-035	0,9	<1	6	1,4	161,8	467,2	124,7	14,5	82,9	4	19,2	20,0	3,2	2,6	9,0	4,3	2	0,4
T6-036	10,7	11	58	1,5	79,7	920,8	417,1	17,7	244,5	7	23,5	23,2	2,3	2,4	15,4	2,8	2	12,5
T6-037	9,0	9	63	3,2	96,7	1058,3	616,3	21,6	182,7	6	13,2	13,1	1,2	2,0	11,4	6,2	4	7,3
T6-038	0,3	5	<5	2,3	132,2	241,9	73,7	15,7	53,2	4	22,7	4,9	0,6	4,8	5,6	5,3	79	0,5
T6-039	28,1	35	157	11,0	217,2	2107,8	385,5	20,3	181,5	7	21,4	11,4	0,6	3,4	11,1	8,6	3	36,1
T6-040	10,6	15	57	6,5	173,9	1392,0	336,9	17,8	202,1	7	21,3	12,6	1,2	4,1	17,8	12,8	4	1,0
T6-041	7,2	3	10	2,2	112,4	1684,9	506,6	23,1	151,0	4	25,2	17,5	0,9	1,4	10,1	7,0	2	3,4
T6-042	6,2	4	18	10,8	198,4	1464,7	194,8	23,3	244,1	8	39,1	21,2	2,4	3,7	15,5	8,6	7	6,5
T6-043	9,2	<1	7	1,1	37,0	1127,1	565,6	23,6	306,2	8	33,4	24,0	1,4	2,1	6,6	2,6	2	9,6
T6-045	5,7	3	30	3,9	148,2	966,1	302,2	17,9	196,9	6	18,7	13,0	0,9	2,1	11,0	5,2	2	2,1
T6-046	0,4	<1	<5	9,9	278,6	264,4	59,8	22,5	45,7	2	14,3	12,8	2,1	2,3	3,2	5,3	13	0,3
T6-047	3,2	3	13	6,7	239,7	778,0	197,3	19,6	192,4	6	18,1	20,4	1,2	5,6	21,0	10,3	18	3,7
T6-048	17,50	17,68	60,15	9,02	194,11	886,87	625,96	23,15	388,29	11,69	33,95	48,18	4,07	7,52	19,68	3,19	8,90	14,61
T6-049	5,2	4	28	6,7	230,5	784,6	214,0	19,3	286,8	9	23,6	25,4	2,0	3,9	25,6	5,6	6	4,5
T6-050	2,4	<1	18	0,8	82,7	825,8	175,6	13,2	166,0	5	18,1	5,8	0,3	1,4	10,6	6,7	2	2,2
T6-051	3,3	2	19	7,7	235,7	550,6	157,7	17,9	162,2	6	25,0	27,6	4,7	9,1	17,6	7,5	10	7,8
T6-052	23,4	3	136	2,8	114,1	1187,3	598,2	22,7	174,6	6	28,2	37,3	2,1	1,5	8,7	5,3	3	14,7
T6-053	13,6	2	83	3,6	58,8	362,9	184,4	13,2	53,7	3	12,9	1,7	<0,1	0,9	4,1	3,4	<1	9,0
T6-054	10,6	3	98	3,5	38,0	136,7	200,7	17,3	15,2	1	15,3	0,8	<0,1	0,9	2,6	2,7	<1	19,3
T6-057	11,6	9	94	3,2	181,5	917,5	251,3	18,3	118,0	5	21,5	11,2	0,5	2,0	10,9	16,3	2	4646,0
T6-058	20,8	139	114	3,9	126,1	886,4	560,4	15,5	93,8	4	15,1	7,4	0,3	3,9	8,7	16,2	4	172,4
T6-059	9,0	9	92	2,7	175,2	930,6	276,5	20,3	111,0	4	21,1	11,0	0,5	1,3	7,2	28,3	1	5604,7
T6-060	15,5	9	82	3,9	193,2	1001,5	205,8	16,8	61,0	2	19,5	8,2	0,4	3,9	5,3	39,0	1	3492,6
T6-061	3,5	119	31	3,5	166,6	685,8	131,2	14,8	112,5	5	14,2	9,1	1,0	2,7	14,8	21,8	1	4525,2
T6-062	2,5	2	26	4,5	210,6	732,5	109,8	16,0	143,1	5	21,8	8,1	1,1	6,4	14,7	81,2	3	3873,8
T6-063	23,7	37	320	10,0	139,5	350,2	208,3	17,9	84,5	4	21,8	5,4	0,1	0,9	8,5	14,7	2	1095,0
T6-064	11,8	26	78	9,8	189,6	736,1	189,0	17,5	115,9	4	19,3	11,6	1,0	3,2	13,0	3,2	5	31,7
T6-065	24,4	4	206	2,3	51,1	1321,1	669,2	21,6	52,5	3	20,1	3,4	<0,1	1,4	5,1	5,7	<1	130,1
T6-066	61,1	29	401	1,8	18,9	402,6	620,7	17,2	20,9	<1	7,3	1,0	<0,1	0,6	2,1	14,6	<1	53,4
T6-067	7,2	2	54	2,3	143,6	1392,0	262,6	14,3	124,8	4	18,4	10,5	1,0	8,8	15,2	43,3	2	69,4
T6-068	4,6	2	53	2,3	137,2	1107,7	437,5	14,5	115,2	4	14,8	8,5	0,5	4,0	9,3	43,0	2	6826,1
T6-069	10,1	6	67	4,9	136,0	1454,0	418,5	16,6	147,1	5	16,3	9,0	0,8	5,4	10,8	14,4	1	63,3
T6-070	1,5	<1	24	2,9	207,6	851,7	198,7	13,8	134,9	5	23,3	10,0	0,8	2,7	12,6	24,1	3	4547,0

Table B5. Continued

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
T6-032	34,1	58,6	6,0	20,7	3,7	0,8	3,3	0,5	2,5	0,5	1,5	0,3	1,5	0,2	2,81	0,95	0,88
T6-034	76,8	138,0	14,6	45,7	5,7	1,8	4,4	0,6	3,1	0,6	1,5	0,2	1,5	0,3	6,09	1,21	1,42
T6-035	18,4	34,7	4,0	14,4	3,0	0,6	2,4	0,5	2,8	0,6	1,9	0,3	1,8	0,3	1,26	0,56	0,90
T6-036	52,4	98,9	10,7	36,1	6,1	1,4	5,7	0,8	4,3	0,8	2,3	0,3	2,0	0,3	3,26	1,22	0,95
T6-037	44,0	76,1	8,3	28,4	4,2	1,3	3,5	0,4	2,5	0,5	1,1	0,2	1,2	0,2	4,64	1,28	1,30
T6-038	7,4	16,0	1,8	6,7	1,7	0,3	1,9	0,4	2,9	0,7	2,2	0,4	2,7	0,4	0,34	0,29	0,67
T6-039	24,1	47,1	5,7	22,7	4,6	1,3	4,5	0,7	3,6	0,7	1,8	0,3	2,1	0,3	1,39	0,89	1,16
T6-040	34,1	62,8	7,0	24,4	4,2	0,9	4,4	0,6	3,6	0,7	1,9	0,3	1,9	0,3	2,20	0,96	0,82
T6-041	31,6	63,1	7,6	28,6	5,3	2,2	5,1	0,8	4,2	0,9	2,6	0,3	2,3	0,3	1,66	0,92	1,66
T6-042	48,3	94,3	10,7	38,2	7,8	1,5	7,3	1,2	6,3	1,3	3,6	0,5	3,2	0,5	1,85	0,96	0,78
T6-043	39,3	79,3	9,7	35,5	7,1	2,1	6,2	1,0	5,4	1,2	3,1	0,5	3,2	0,6	1,49	0,81	1,24
T6-045	43,9	82,6	9,7	33,1	6,1	1,2	5,4	0,7	3,5	0,7	1,6	0,2	1,5	0,2	3,64	1,54	0,81
T6-046	8,2	17,3	2,0	7,4	1,9	0,3	1,9	0,4	2,1	0,5	1,3	0,2	1,4	0,2	0,72	0,57	0,57
T6-047	47,3	94,5	10,9	36,4	6,6	1,1	6,0	0,8	3,7	0,6	1,6	0,2	1,2	0,2	4,93	2,15	0,69
T6-048	68,60	138,05	16,58	58,18	9,48	2,39	8,81	1,19	6,15	1,18	3,09	0,44	2,71	0,36	3,11	1,37	1,03
T6-049	47,4	92,9	10,9	38,2	6,7	0,9	6,1	0,8	4,2	0,8	2,1	0,3	1,7	0,3	3,47	1,53	0,52
T6-050	59,8	111,0	12,0	39,9	6,5	1,2	5,6	0,7	3,5	0,7	1,6	0,2	1,3	0,2	5,82	1,88	0,76
T6-051	39,4	76,1	8,4	29,7	5,1	0,8	4,9	0,6	3,8	0,9	2,6	0,4	2,2	0,3	2,23	0,96	0,60
T6-052	34,4	84,4	11,5	44,1	8,3	1,8	7,3	1,0	5,1	1,1	2,6	0,4	2,2	0,3	1,94	1,43	0,92
T6-053	8,3	16,0	1,9	7,3	1,5	0,6	1,8	0,3	2,1	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	0,80	0,61	1,30
T6-054	4,4	9,0	1,1	4,6	1,8	0,6	2,0	0,4	2,4	0,6	1,5	0,2	1,5	0,3	0,36	0,58	1,17
T6-057	15,0	34,9	5,0	20,9	4,8	1,1	4,6	0,7	3,6	0,7	1,9	0,3	1,7	0,3	1,08	1,12	0,90
T6-058	24,4	48,1	5,6	20,7	3,6	1,1	3,5	0,5	2,3	0,5	1,5	0,2	1,4	0,2	2,08	1,01	1,28
T6-059	14,5	34,4	4,7	20,4	5,0	1,2	4,2	0,6	3,6	0,7	1,9	0,3	1,8	0,3	1,00	1,00	1,00
T6-060	14,1	34,0	4,9	19,9	4,9	1,1	4,5	0,6	3,5	0,7	1,8	0,2	1,7	0,3	1,02	1,13	0,93
T6-061	14,4	29,4	3,5	13,2	2,6	0,7	2,3	0,4	2,6	0,5	1,2	0,2	1,5	0,2	1,22	0,68	1,16
T6-062	21,6	42,6	5,1	18,6	4,0	0,8	3,9	0,6	3,4	0,8	2,1	0,3	2,0	0,3	1,33	0,83	0,76
T6-063	11,7	26,9	3,6	15,2	3,7	0,9	3,2	0,5	3,8	0,7	2,2	0,3	2,2	0,4	0,66	0,62	1,02
T6-064	28,5	54,7	6,3	21,8	4,1	1,0	4,0	0,5	3,0	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3	1,98	0,96	0,96
T6-065	18,2	36,4	4,7	19,3	3,9	1,3	4,2	0,6	3,2	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3	1,20	0,95	1,26
T6-066	5,5	11,4	1,5	6,3	1,6	0,6	1,3	0,2	1,2	0,3	0,8	0,1	0,6	0,1	1,08	0,86	1,57
T6-067	33,6	63,0	6,8	22,8	3,8	1,0	3,7	0,5	2,7	0,6	1,6	0,2	1,7	0,3	2,36	0,90	1,03
T6-068	23,2	46,1	5,8	20,1	3,9	1,0	3,2	0,5	2,6	0,5	1,3	0,2	1,3	0,2	2,12	1,02	1,07
T6-069	29,2	56,4	6,6	24,2	3,9	1,3	3,5	0,5	2,7	0,5	1,5	0,2	1,4	0,2	2,49	1,03	1,34
T6-070	42,5	82,9	9,3	32,5	6,0	1,1	5,2	0,7	4,0	0,8	2,2	0,3	2,1	0,3	2,43	1,03	0,78

Table B5. Continued

№ пробы	Координаты		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nnn @ 1000°C
	Y	X	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
T6-072	41,17882	69,81492	62,87	0,59	15,69	5,46	0,105	3,00	2,62	2,29	4,69	0,17	0,012	2,11
T6-073	41,18071	69,81122	60,11	0,39	16,04	3,88	0,078	1,73	3,02	3,05	4,10	0,14	0,002	4,19
T6-074	40,97123	70,15783	56,20	0,92	15,15	6,16	0,123	3,11	2,43	1,96	5,04	0,25	0,010	4,19
T6-075	40,97096	70,15781	60,22	0,87	15,50	6,46	0,071	3,21	2,71	2,10	4,13	0,26	0,010	2,94
T6-076	41,01717	69,99235	69,24	0,41	14,71	2,95	0,041	0,94	1,70	2,66	5,39	0,07	0,003	1,68
T6-077	41,02461	69,98165	60,92	0,46	16,04	4,67	0,092	2,23	3,54	3,26	4,34	0,21	0,003	4,29
T6-078	41,02520	69,97542	56,05	0,84	16,56	8,16	0,185	5,83	5,81	2,72	2,64	0,18	0,012	1,97
T6-079	41,02654	69,97414	66,77	0,44	15,64	2,72	0,068	1,54	1,65	3,54	4,81	0,20	0,007	1,81
T6-080	41,04417	70,04241	64,78	0,42	16,15	4,10	0,076	1,61	3,96	3,57	3,59	0,18	0,003	1,84
T6-081	41,05226	70,04209	67,00	0,34	14,98	2,47	0,082	0,65	3,15	1,84	5,74	0,13	0,004	4,18
T6-082	41,01500	69,94464	64,07	0,30	16,03	3,34	0,067	1,01	3,21	3,86	3,98	0,12	0,002	2,01
T6-083	40,95497	69,86140	46,13	0,74	19,46	9,47	0,163	4,22	11,61	2,26	1,19	0,08	0,006	3,65
T6-084	40,96062	69,87066	73,61	0,24	13,02	1,23	0,026	0,41	0,83	3,34	5,38	0,03	0,002	0,85
T6-085	40,95136	69,86306	62,02	0,70	15,47	3,87	0,109	0,92	4,45	4,60	3,87	0,20	0,003	3,99
T6-086	41,04694	69,94500	62,65	0,42	14,90	3,19	0,083	1,89	1,90	2,32	5,04	0,17	0,006	3,13
T6-087	41,04694	69,94500	48,14	0,71	15,95	7,15	0,144	5,09	6,78	1,93	3,92	0,22	0,014	8,77
T6-088	40,97103	70,15787	55,93	0,51	13,73	5,53	0,141	2,76	5,84	1,41	5,65	0,24	0,003	6,29
T6-089	40,97103	70,15787	55,16	0,52	15,51	6,79	0,216	3,24	5,08	1,11	5,74	0,26	0,003	5,52
T6-090	40,96766	70,15843	57,55	0,52	16,61	5,95	0,139	3,77	1,72	4,53	4,67	0,27	0,003	3,09
T6-091	41,01717	69,99235	65,88	0,50	14,85	4,49	0,079	2,30	2,46	2,38	4,78	0,15	0,013	1,42
T6-092	41,29137	70,43772	72,91	0,27	13,99	1,37	0,049	0,25	0,33	3,49	5,58	0,04	0,003	0,97
T6-093	41,29056	70,43643	54,03	0,89	19,16	9,43	0,168	3,83	7,51	3,36	1,64	0,42	0,002	1,36
T6-094	41,29137	70,43772	72,31	0,20	13,14	1,80	0,041	0,23	0,91	3,17	5,30	0,02	0,001	0,23
T6-095	41,29056	70,43643	69,50	0,27	13,28	2,25	0,043	0,29	1,63	2,62	5,57	0,05	0,002	2,02
T6-096	41,29056	70,43643	72,56	0,18	13,76	1,72	0,036	0,19	0,82	3,31	5,62	0,03	0,001	0,27
T6-097	41,29056	70,43643	72,92	0,19	13,67	1,73	0,035	0,24	0,91	3,28	5,44	0,04	0,002	0,61
T6-099	41,02490	70,42520	64,00	0,52	16,27	3,96	0,081	1,65	2,95	3,49	5,04	0,19	0,003	1,26
T6-100	41,01310	70,43330	64,11	0,47	16,65	4,14	0,085	1,50	3,14	3,43	4,90	0,16	0,002	1,54
T6-101	41,00220	70,44480	63,07	0,46	16,64	4,64	0,089	1,80	2,76	3,17	5,01	0,16	0,003	1,73
T6-102	41,05929	70,62373	70,64	0,30	13,93	1,61	0,043	0,21	0,82	3,00	6,46	0,10	0,002	1,22
T6-103	41,05929	70,62373	41,33	3,47	14,49	17,50	0,268	6,11	10,99	2,27	1,09	1,93	<0,001	0,96
T6-104	40,93203	70,14254	61,28	0,49	16,34	5,41	0,163	2,05	2,07	3,35	3,77	0,27	0,002	4,10
T6-105	40,93203	70,14254	61,34	0,49	16,76	4,61	0,097	1,46	2,48	4,10	3,55	0,23	0,002	1,81
T6-106	40,55451	70,14254	66,40	0,40	15,01	2,77	0,100	0,58	4,41	1,65	5,53	0,23	0,001	5,08



Table B5. Continued

№ пробы	Co	Ni	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	U	Th	Pb	Sn	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
T6-072	15,3	23	100	4,6	152,0	823,6	302,9	20,5	156,4	5	24,7	10,0	0,7	1,5	14,9	9,1	3	27,7
T6-073	9,5	3	57	9,3	151,2	1084,5	237,6	14,5	109,7	4	11,1	7,3	0,6	4,3	12,7	8,6	1	27,6
T6-074	16,4	26	111	16,9	183,9	918,6	205,5	19,8	337,4	9	30,4	14,9	0,9	4,5	14,8	5,6	2	25,6
T6-075	16,6	33	104	9,1	129,4	817,7	253,4	16,9	240,0	8	29,3	14,0	0,9	2,7	12,5	5,6	2	36,3
T6-076	5,1	5	32	10,1	162,9	963,1	207,4	19,0	199,2	8	27,2	13,1	0,9	3,5	14,2	12,9	3	9,4
T6-077	12,7	8	74	4,5	144,9	1185,3	387,1	18,4	117,1	5	16,0	10,3	0,9	5,5	13,9	6,1	2	35,7
T6-078	28,6	35	175	2,3	85,6	390,8	399,6	16,8	92,7	4	19,2	6,4	0,2	0,8	6,5	7,5	2	10,9
T6-079	5,8	16	43	2,4	140,3	694,5	212,6	17,4	128,2	5	20,6	11,7	1,4	3,4	11,9	13,7	3	5,7
T6-080	11,0	5	68	4,2	92,3	1430,3	468,7	15,5	99,0	4	12,8	7,2	0,6	4,3	11,2	7,2	1	8,1
T6-081	6,6	9	42	6,1	206,0	621,1	121,6	14,8	130,2	5	16,5	11,5	1,4	8,8	15,9	7,9	2	11,6
T6-082	6,1	1	50	3,5	102,4	1470,5	582,0	16,5	123,5	4	10,3	5,4	0,5	3,6	10,4	5,5	2	5,9
T6-083	31,7	22	248	3,7	37,6	363,2	526,3	17,7	32,7	2	15,7	1,8	<0,1	0,2	4,2	4,8	<1	59,8
T6-084	1,2	<1	11	2,1	140,4	835,9	105,7	13,7	137,5	4	21,9	9,1	0,6	1,9	13,1	3,9	2	1,4
T6-085	6,5	3	91	6,0	99,6	657,7	269,9	15,1	173,4	6	28,1	9,8	0,8	2,1	12,7	2,8	2	2,0
T6-086	7,3	16	44	3,8	158,1	565,8	126,8	17,1	139,2	4	19,3	11,5	1,3	3,3	13,4	6,5	5	15,8
T6-087	26,3	24	180	7,1	167,3	738,6	253,5	16,2	89,0	4	19,4	5,3	0,2	3,1	10,2	6,0	2	60,5
T6-088	14,9	7	94	6,1	197,6	1668,4	263,9	17,6	89,7	3	13,3	6,2	0,4	4,2	9,0	6,0	<1	41,1
T6-089	17,1	10	105	7,0	236,2	1836,2	176,9	18,9	109,3	3	15,8	7,0	0,7	5,6	8,8	12,8	1	23,4
T6-090	16,2	7	100	4,1	156,0	1974,9	471,8	14,5	117,2	4	17,9	8,9	0,7	3,9	11,9	43,0	2	10,8
T6-091	13,4	31	80	8,6	190,7	856,2	235,0	15,9	168,3	6	22,0	11,8	1,2	2,7	20,9	12,9	3	21,7
T6-092	1,6	2	13	3,4	157,0	860,2	66,2	11,8	159,0	6	25,7	13,1	1,3	2,6	16,5	1,7	1	1,3
T6-093	27,1	10	208	1,7	43,6	570,2	609,7	18,9	78,9	4	22,5	4,6	0,2	0,7	7,2	4,1	<1	57,5
T6-094	1,3	<1	8	10,5	279,4	579,2	121,9	19,3	194,9	7	38,7	24,3	3,0	8,3	43,1	11,4	5	0,7
T6-095	2,0	2	5	2,9	192,0	764,9	106,7	19,8	245,8	8	51,5	32,5	3,0	7,2	32,2	10,2	3	1,9
T6-096	1,3	<1	7	8,9	290,7	553,6	80,8	18,2	170,8	7	40,1	32,0	3,0	8,3	36,8	11,8	8	0,9
T6-097	1,5	<1	8	5,2	241,2	603,8	112,2	17,2	166,1	7	30,9	26,6	2,7	5,8	33,9	13,5	5	<0,2
T6-099	8,6	4	48	12,3	182,7	1434,6	367,9	13,1	244,0	8	21,2	16,1	1,4	7,3	37,9	21,5	2	1,8
T6-100	8,3	7	57	5,3	199,9	1434,6	385,6	15,6	169,2	6	18,3	12,3	1,0	4,6	24,2	17,4	2	10,2
T6-101	10,0	4	64	8,8	198,4	1485,1	432,6	19,5	145,9	5	15,8	11,0	0,9	5,0	20,8	14,6	4	36,7
T6-102	1,6	3	13	8,2	267,5	848,2	91,8	16,1	189,8	7	25,5	24,8	3,2	10,2	33,1	8,6	3	4,8
T6-103	42,7	3	333	6,1	37,5	639,5	1114,8	19,1	59,6	4	34,8	11,3	0,5	0,7	16,3	4,4	2	37,2
T6-104	13,7	6	93	3,3	113,7	1907,0	434,3	21,2	111,7	4	16,3	8,8	0,6	4,1	11,9	3,8	<1	26,6
T6-105	11,4	4	72	3,8	106,0	1763,5	610,8	14,5	113,3	4	15,5	8,3	0,6	3,7	11,6	45,2	2	11,5
T6-106	5,7	3	38	11,4	207,9	1448,2	388,5	18,0	190,9	6	19,4	14,7	1,1	7,2	18,1	14,8	3	14,4

Table B5. Continued

№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
T6-072	26,0	53,8	6,6	24,7	5,3	1,2	4,6	0,7	4,0	0,9	2,4	0,3	2,1	0,4	1,49	0,90	0,93
T6-073	26,9	48,5	5,2	16,6	3,1	0,8	2,4	0,3	1,9	0,4	1,1	0,2	1,3	0,2	2,59	0,78	1,20
T6-074	36,5	74,3	9,1	35,0	6,7	1,6	6,1	1,0	5,2	1,1	2,9	0,5	2,7	0,5	1,63	0,93	1,01
T6-075	34,6	70,6	8,5	32,3	6,6	1,5	5,5	0,9	5,2	1,0	3,0	0,4	2,7	0,4	1,57	0,86	0,94
T6-076	46,1	90,0	10,5	35,4	6,4	1,5	5,9	0,9	4,7	1,0	2,6	0,4	2,4	0,4	2,34	1,03	0,96
T6-077	30,6	59,5	6,8	24,1	4,4	1,0	3,1	0,5	2,7	0,5	1,6	0,2	1,5	0,3	2,45	0,86	1,08
T6-078	16,7	36,1	4,7	18,7	3,8	1,1	3,5	0,6	3,4	0,7	2,0	0,3	1,7	0,3	1,21	0,87	1,23
T6-079	28,4	57,8	6,9	23,5	4,7	0,8	4,3	0,7	3,4	0,8	2,1	0,3	2,0	0,3	1,74	0,90	0,67
T6-080	26,1	47,9	5,4	18,5	3,3	1,0	2,9	0,4	2,0	0,4	1,2	0,2	1,3	0,2	2,38	0,90	1,27
T6-081	28,1	52,0	6,0	20,7	3,7	0,8	3,5	0,5	2,6	0,6	1,6	0,2	1,6	0,3	2,17	0,93	0,88
T6-082	23,4	42,1	4,5	15,4	2,7	0,9	2,3	0,3	1,6	0,3	1,0	0,2	1,2	0,2	2,43	0,81	1,41
T6-083	7,7	16,1	2,2	9,4	2,3	0,9	2,4	0,5	2,7	0,6	1,6	0,2	1,3	0,2	0,70	0,76	1,47
T6-084	41,6	82,3	9,1	31,0	4,9	1,0	4,3	0,6	3,7	0,8	2,0	0,3	2,1	0,3	2,47	0,88	0,86
T6-085	31,2	64,5	8,0	31,4	6,0	1,4	5,6	0,9	4,7	1,0	2,8	0,4	2,6	0,4	1,50	0,93	0,97
T6-086	31,7	63,5	7,2	26,2	5,0	0,9	4,3	0,6	3,6	0,8	1,9	0,3	1,9	0,3	2,08	0,98	0,76
T6-087	24,0	47,9	6,0	22,5	4,2	1,3	3,9	0,6	3,1	0,7	1,8	0,3	1,7	0,3	1,70	0,96	1,25
T6-088	22,4	43,1	5,0	18,0	3,5	1,1	3,1	0,4	2,5	0,5	1,1	0,2	1,4	0,2	1,98	0,94	1,34
T6-089	26,2	50,1	6,0	21,0	3,9	1,3	3,5	0,5	2,6	0,6	1,5	0,2	1,4	0,2	2,29	1,06	1,32
T6-090	30,3	55,8	6,2	22,5	3,9	1,1	3,9	0,5	2,9	0,7	1,9	0,3	1,7	0,3	2,16	0,96	1,14
T6-091	40,1	76,2	8,5	29,6	5,5	1,1	4,8	0,7	3,7	0,7	2,1	0,3	2,0	0,4	2,42	1,01	0,83
T6-092	43,1	85,9	9,9	34,9	5,8	1,2	5,4	0,7	3,8	0,9	2,8	0,4	2,7	0,4	1,93	0,83	0,83
T6-093	17,4	37,6	4,9	20,2	4,2	1,4	4,1	0,6	3,6	0,8	2,2	0,3	2,0	0,3	1,05	0,85	1,36
T6-094	89,1	176,7	19,0	62,9	9,8	0,6	8,6	1,2	6,4	1,2	3,7	0,5	3,3	0,5	3,26	1,09	0,27
T6-095	80,2	146,5	16,4	56,9	10,4	1,1	8,9	1,5	8,4	1,7	4,9	0,7	4,3	0,7	2,28	0,87	0,43
T6-096	51,0	103,3	11,4	35,4	7,0	0,6	6,7	1,1	6,1	1,4	3,9	0,6	3,8	0,7	1,64	0,74	0,34
T6-097	54,1	102,2	11,0	35,9	5,8	0,6	5,8	0,9	4,8	1,1	3,0	0,5	3,1	0,5	2,13	0,78	0,42
T6-099	57,0	103,4	11,2	36,0	5,6	1,4	5,1	0,7	3,7	0,7	2,2	0,3	2,3	0,3	3,08	0,95	0,99
T6-100	38,4	69,4	7,9	27,4	4,3	1,2	4,2	0,6	3,0	0,6	1,7	0,2	1,6	0,3	2,90	1,09	1,15
T6-101	34,0	59,9	6,7	21,2	3,6	1,1	3,4	0,5	2,5	0,5	1,5	0,2	1,5	0,2	2,82	0,97	1,19
T6-102	56,9	104,4	10,8	34,5	5,5	0,9	4,5	0,7	4,1	0,8	2,5	0,4	2,8	0,4	2,53	0,68	0,72
T6-103	48,6	108,6	14,8	62,4	12,0	3,5	10,8	1,3	6,9	1,2	3,2	0,4	1,9	0,3	3,12	2,37	1,21
T6-104	29,6	57,8	6,4	24,0	4,4	1,4	3,4	0,5	2,8	0,5	1,6	0,2	1,5	0,2	2,50	0,99	1,40
T6-105	27,9	51,5	6,0	21,2	4,1	1,2	3,4	0,5	2,6	0,5	1,6	0,2	1,2	0,2	2,82	1,18	1,30
T6-106	50,9	94,2	10,4	35,5	5,8	1,5	5,0	0,8	3,3	0,7	1,9	0,3	1,8	0,3	3,54	1,19	1,14

## Appendix C. Isotopic and geochronological investigations

Table C1. Sm-Nd isotopic compositions of whole rock samples of granitoids of Kokshaal Segment of South Tien Shan and surrounding areas.

Sample Nr	Intrusion	Rock type <sup>a</sup>	Age (Ma)	Sm ppm	Nd ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd <sup>b</sup>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sup>c</sup>	$\epsilon_{Nd}(t)$ <sup>d</sup>	$T_{DM1}(\text{Ga})$ <sup>e</sup>
Southern Tien Shan, Kokshaal range									
Granites									
221801	Kok-Kiya	lgr	280	10.8	55.1	0.11886	0,512312±14	-3.6	1.18
220702	Mudryum	lgr	280	6.97	38.8	0.10894	0,512177±18	-5.9	1.26
206101	Uch-Koshkon	lgr	280	7.85	27.7	0.17185	0,512389±14	-4.0	1.26
206801	Uch-Koshkon	lgr	280	9.31	44.2	0.12773	0,512326±18	-3.6	1.27
212301	Ak-Tash	lgr	280	12.3	61.1	0.12211	0,512417±17	-1.6	1.05
215701	Ak-Shiyrak	gr	295	16.3	81.7	0.12098	0,512247±22	-4.8	1.31
209202	Djangart	gr	295	11.5	62.9	0.11087	0,512201±21	-5.3	1.25
100192	Djangart	gr	295	9.46	49.4	0.11612	0,512127±15	-6.9	1.43
Mafic rocks									
280401	Mudryum	dia	280	6.58	34.3	0.1206	0,512416±16	-1.6	1.03
212305	Ak-Tash	mz	295	11.6	54.7	0.12861	0,512506±17	0.0	0.97
Middle and Northern Tien Shan									
301500	Almalinsky	gr	420	7.81	60.9	0.07781	0,512026±18	-5.6	1.14
301400	Ottuk	gr	420	1.92	9.27	0.12559	0,512159±24	-5.5	1.53
301300	Ottuk	gr	420	4.40	31.6	0.08446	0,512078±14	-4.9	1.14
301600	Kochkorka	gn	1050	4.74	24.4	0.11772	0,511808±13	-5.6	1.96

Model age of the highly evolved granite sample 206101 is calculated according to 2-stage model.

<sup>a</sup> Abbreviations: dia — diabase, gr — granite, gn — gneiss, lgr — leucogranite, mz — monzonite.

<sup>b</sup> Estimated error is better than 0.5%.

<sup>c</sup> Normalized to <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.241578, within-run precision expressed as 2 $\sigma_m$  in the last digits.

<sup>d</sup> Initial  $\epsilon_{Nd}$  values calculated using chondritic ratios of <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512638 and <sup>147</sup>Sm/<sup>149</sup>Nd=0.1966, maximum error is ±0.5  $\epsilon$ -units.

<sup>e</sup> Depleted mantle model age calculated according to the model of DePaolo (1981).

Table C2. Results of U-Pb SIMS isotopic analysis and age calculations for magmatic rocks from Kokshaal Segment of South Tien Shan.

Grain(spot) # <sup>a</sup>	Calculated ages in million years						Disc.% <sup>b</sup>	Isotope ratios <sup>c</sup>			
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±1σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ
<i>Djangart, sample 209202</i>											
1	272	19	302	4	291	8	11.5	0.0517	0.9	0.3420	1.5
1(b)	319	23	304	4	287	8	-5.0	0.0528	1.0	0.3509	1.6
2(a)	316	19	305	3	296	9	-3.5	0.0527	0.8	0.3524	1.4
2(b)	236	35	295	4	278	10	25.3	0.0509	1.5	0.3283	2.1
3(b)	127	66	288	4	253	11	129.4	0.0486	2.9	0.3062	3.2
4	288	27	292	3	278	8	1.2	0.0521	1.2	0.3322	1.7
5(a)	212	32	294	4	265	8	(3.6)	0.0504	1.4	0.3236	1.9
8	216	43	297	4	283	9	38.2	0.0505	1.9	0.3279	2.3
8(b)	163	77	290	3	274	11	79.5	0.0493	3.4	0.3126	3.6
9	222	24	290	3	280	8	(5.9)	0.0506	1.1	0.3215	1.6
10	314	30	290	3	273	9	-7.9	0.0527	1.3	0.3338	1.8
<i>Uch-Koshkon, sample 206801</i>											
2	245	33	286	3	272	9	17.0	0.0511	1.4	0.3196	1.9
3	216	17	292	4	276	8	(17.1)	0.0505	0.8	0.3223	1.5
5	209	48	278	3	241	9	33.5	0.0503	2.1	0.3054	2.4
7	151	24	285	4	269	8	(44.8)	0.0491	1.0	0.3054	1.7
11	140	78	274	4	238	11	97.5	0.0488	3.4	0.2929	3.7
<i>Mudryum, sample 280001</i>											
1	227	61	280	4	267	14	23.9	0.0507	2.7	0.3100	3.0
1(a)	221	57	284	3	267	14	29.0	0.0506	2.5	0.3142	2.8
1(b)	246	38	283	4	258	13	15.6	0.0511	1.7	0.3165	2.1
2	223	71	283	4	267	15	27.4	0.0506	3.2	0.3130	3.4
2(a)	209	68	289	3	259	14	39.1	0.0503	3.0	0.3178	3.2
2(b)	166	53	277	3	277	14	68.5	0.0494	2.3	0.2990	2.7
3	250	37	287	3	289	15	15.2	0.0512	1.6	0.3213	2.0
5	191	60	279	3	274	15	47.0	0.0499	2.6	0.3043	2.9
7	267	65	261	4	290	16	-2.4	0.0516	2.9	0.2938	3.3
12	166	64	279	4	264	14	69.6	0.0494	2.8	0.3012	3.1
12(b)	303	45	274	3	267	15	-9.8	0.0524	2.0	0.3142	2.4
12(c)	293	50	282	4	271	15	-4.1	0.0522	2.2	0.3211	2.6
<i>Kok-Kiya, sample 280701</i>											
1	260	49	277	4	269	14	6.9	0.0514	2.2	0.3113	2.5
1(b)	314	34	282	4	269	15	-10.3	0.0527	1.5	0.3250	2.0
3	181	64	278	4	269	15	54.7	0.0497	2.8	0.3021	3.1
3(b)	272	58	278	4	288	16	2.4	0.0517	2.6	0.3143	2.9
4	245	60	278	3	260	15	13.6	0.0511	2.7	0.3099	3.0
5	262	62	279	3	241	13	6.7	0.0515	2.8	0.3134	3.1
5(b)	287	44	280	3	266	14	-2.3	0.0520	1.9	0.3189	2.3

<sup>a</sup> Corrected for common lead using averaged present day Pb isotope composition according to a model of Stacey and Kinners (1975).

<sup>b</sup> Age discordance in conventional concordia space. Positive values are reverse discordant. Values in parentheses indicate that the analysis is discordant in terms of 2σ error ellipse.

<sup>c</sup> Error correlation <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U-<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

<sup>d</sup> Measured values.

<sup>e</sup> Th/U ratio directly from measured Th and U concentrations.



Table C2. Continued.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$r^c$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^d$	$f_{206}^e$	Concentrations			
			$\pm 1\sigma$				[U] ppm	[Th] ppm	[Pb] ppm	Th/U <sup>e</sup>
0.0480	1.3	0.83	0.0145	2.8	11380	0.16	1335	906	81	0.679
0.0482	1.2	0.77	0.0143	2.8	3557	0.53	1283	921	78	0.718
0.0485	1.2	0.81	0.0147	3.0	31545	0.06	923	488	54	0.529
0.0468	1.5	0.70	0.0139	3.5	24223	0.08	548	234	30	0.428
0.0457	1.3	0.42	0.0126	4.5	2711	0.69	356	116	19	0.325
0.0463	1.2	0.71	0.0138	3.0	12655	0.15	606	228	33	0.377
0.0466	1.3	0.68	0.0132	3.0	2085	0.90	1211	812	70	0.670
0.0471	1.3	0.56	0.0141	3.1	16273	0.11	351	133	19	0.379
0.0460	1.2	0.33	0.0136	3.9	2912	0.64	144	72	8	0.503
0.0461	1.2	0.75	0.0140	3.0	13722	0.14	579	207	31	0.358
0.0460	1.2	0.68	0.0136	3.1	7514	0.25	487	186	26	0.382
0.0454	1.2	0.65	0.0136	3.2	6995	0.27	442	164	23	0.370
0.0463	1.3	0.86	0.0137	2.9	12815	0.15	1105	606	62	0.549
0.0440	1.2	0.50	0.0120	3.6	718	2.60	992	401	51	0.404
0.0452	1.3	0.78	0.0134	3.0	6839	0.27	891	454	48	0.510
0.0435	1.4	0.38	0.0118	4.5	2843	0.66	244	102	12	0.417
0.0444	1.4	0.47	0.0133	5.4	4896	0.38	185	94	10	0.509
0.0451	1.3	0.45	0.0133	5.1	6109	0.31	269	181	15	0.671
0.0449	1.3	0.63	0.0128	5.1	8992	0.21	323	227	18	0.704
0.0449	1.3	0.39	0.0133	5.8	3812	0.49	135	62	7	0.457
0.0458	1.2	0.38	0.0129	5.5	4973	0.38	226	107	12	0.472
0.0439	1.3	0.48	0.0138	5.2	3851	0.49	216	129	12	0.599
0.0455	1.2	0.60	0.0144	5.1	7546	0.25	273	119	15	0.435
0.0442	1.2	0.42	0.0137	5.5	2767	0.68	218	89	11	0.409
0.0413	1.6	0.48	0.0145	5.6	5629	0.33	157	71	8	0.455
0.0442	1.3	0.43	0.0131	5.4	3346	0.56	199	107	11	0.537
0.0435	1.3	0.54	0.0133	5.6	5337	0.35	209	117	11	0.558
0.0446	1.4	0.52	0.0135	5.5	4998	0.37	188	101	10	0.535
0.0439	1.3	0.53	0.0134	5.3	7451	0.25	197	100	10	0.508
0.0448	1.3	0.65	0.0134	5.7	17607	0.11	351	246	20	0.700
0.0441	1.3	0.42	0.0134	5.5	3774	0.50	166	77	9	0.464
0.0441	1.3	0.45	0.0143	5.5	3636	0.51	172	85	9	0.495
0.0440	1.3	0.43	0.0129	5.7	3165	0.59	229	110	12	0.479
0.0442	1.3	0.42	0.0120	5.6	3896	0.48	229	113	12	0.495
0.0445	1.3	0.55	0.0133	5.1	12391	0.15	295	209	17	0.708

Table C3. Results of U-Pb SIMS isotopic analysis and age calculations for magmatic rocks of Terekty and Inilchek complexes from Kokshaal Segment of South Tien Shan.

Sample-spot # <sup>a</sup>	Concentrations					Isotope ratios <sup>b</sup>							Age (Ma)		
	U ppm	Th ppm	Th/U	<sup>208</sup> Pb* ppm	208 <sup>b</sup> ±	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ± 1 σ %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ± 1 σ %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U ± 1 σ %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ± 1 σ ± err. <sup>d</sup>	corr.	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ± 1 σ	Disc. <sup>c</sup> %			
<b>Sample 416000, Terekimsky granite</b>															
416000.1.1	542	403	0.77	21.1	0.03	0.0521	2.3	0.3259	3	0.0454	2.0	0.66	286	6	1
416000.2.1	556	404	0.75	22.0	0.12	0.0503	2.5	0.3240	3.2	0.0461	2.0	0.63	290	6	-17
416000.3.1	679	442	0.52	33.3	0.19	0.0519	2.4	0.3147	3.1	0.0439	1.9	0.63	277	5	2
416000.4.1	504	274	0.56	20.4	0.30	0.0516	3.4	0.3340	3.9	0.0470	2.0	0.52	296	6	-9
416000.5.1	840	956	1.16	34.8	0.02	0.0525	1.8	0.3490	2.6	0.0482	1.9	0.73	303	6	2
<b>Sample 416705, Terekimsky diorite</b>															
416705.1.1	161	111	0.71	6.3	0.70	0.0502	7.2	0.316	7.5	0.0456	2.3	0.30	288	6	-29
416705.2.1	106	111	1.08	4.3	0.31	0.0550	6.6	0.358	7.1	0.0473	2.6	0.36	298	8	18
416705.3.1	211	240	1.17	8.3	0.40	0.0530	5.2	0.331	5.8	0.0453	2.2	0.39	286	8	15
416705.3.2	132	37	0.29	5.4	0.00	0.0529	4.2	0.347	4.8	0.0476	2.3	0.48	300	7	9
416705.4.1	123	101	0.85	4.9	0.12	0.0536	4.9	0.346	5.4	0.0469	2.3	0.43	295	7	19
416705.5.1	462	689	1.54	18.8	0.18	0.0531	3.5	0.345	4	0.0472	2.0	0.49	297	6	12
<b>Sample 416506, Tashkoro granite</b>															
416506.1.1	220	37	0.41	9.5	0.53	0.0517	5.9	0.356	6.3	0.0500	2.2	0.34	315	7	-14
416506.2.1	937	435	0.48	39.8	0.24	0.0521	3.3	0.356	3.8	0.0494	2.0	0.51	311	6	-6
416506.3.1	2650	622	0.24	110.0	0.08	0.05244	1.1	0.3482	2.2	0.0483	1.9	0.87	304	6	0
416506.4.1	193	130	0.70	8.1	0.42	0.0519	5.5	0.346	5.9	0.0483	2.2	0.37	304	7	-7
416506.5.1	2406	694	0.30	94.3	0.04	0.05185	1.1	0.3259	2.2	0.0456	1.9	0.86	287	5	-3
416506.6.1	130	75	0.60	5.0	0.46	0.0531	6.0	0.328	6.4	0.0448	2.3	0.36	283	6	17
416506.7.1	201	105	0.54	8.2	0.25	0.0529	4.6	0.355	5.1	0.0474	2.2	0.43	298	6	8
416506.8.1	233	125	0.55	9.4	0.23	0.0535	3.9	0.346	4.4	0.0469	2.1	0.48	295	6	19
416506.9.1	201	97	0.50	7.87	0.45	0.0523	5.9	0.327	6.3	0.0454	2.3	0.36	286	6	3
<b>Sample 416801, Inilchek (Lesisty) leucgranite</b>															
416801.1.1	1879	532	0.29	75.5	0.61	0.0520	2.4	0.333	3.0	0.0465	1.9	0.62	293	5	-3
416801.2.1	565	239	0.44	22.7	0.14	0.0522	2.9	0.335	3.5	0.0467	2.0	0.55	294	6	-1
416801.3.1	4084	672	0.17	101.0	0.15	0.0519	0.94	0.328	2.1	0.0459	1.9	0.89	289	5	-3
416801.4.1	908	342	0.39	35.7	1.21	0.0510	4.7	0.318	5.1	0.0452	1.9	0.38	285	5	-16
416801.5.1	1027	431	0.43	43.1	0.04	0.0520	1.6	0.350	2.5	0.0488	1.9	0.77	307	6	-7
416801.6.1	10228	1406	0.14	425.0	0.01	0.0521	0.47	0.347	1.9	0.0484	1.9	0.97	305	6	-3
<b>Sample 416803, Muida'atir leucgranite</b>															
416803.1.1	8892	1807	0.21	415	0.01	0.0519	0.32	0.389	1.9	0.0543	1.9	0.96	342	6	-17
416803.2.1	460	127	0.28	17.1	0.18	0.0511	3.0	0.304	3.6	0.04317	2.1	0.57	272	6	-9
416803.3.1	9124	1727	0.20	388	0.03	0.0520	0.57	0.3547	1.9	0.04949	1.9	0.957	311	6	-9
416803.5.1	4388	1008	0.24	172	0.59	0.0515	1.9	0.322	2.7	0.04541	1.9	0.70	286	5	-8
416803.6.1	490	252	0.53	19.1	0.20	0.0525	3.1	0.327	3.7	0.04522	2.0	0.54	285	6	8
416803.7.1	205	83	0.42	8.08	0.24	0.0528	5.0	0.333	5.4	0.04568	2.2	0.40	288	6	11
416803.9.1	999	280	0.29	38.7	0.01	0.0524	1.5	0.326	2.4	0.04509	1.9	0.78	284	5	-6
416803.10.1	194	86	0.46	7.8	0.57	0.0510	6.3	0.331	6.7	0.04650	2.2	0.33	293	6	-9

<sup>a</sup> The last two digits denote number of grains and number of analytical spots within the grain.

<sup>b</sup> 208 denotes 100\*(common <sup>208</sup>Pb)/(total measured <sup>208</sup>Pb) \* radiogenic Pb.

<sup>c</sup> Corrected for <sup>204</sup>Pb.

<sup>d</sup> Error correlation <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U-<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

<sup>e</sup> Disc. % denotes 100\*((1 - (age<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U))/(age<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>Pb)).

Table C4. Results of SHRIMP-II U-Pb dating of zircon from granitoids of the Alai range.

№ пробы Анализ	U ppm	Th ppm	Th/U	Pb ppm	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		%	$^{206}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$		%	discord	Возраст			
					0,00006	0,05185		error	0,0454		1,9	0,32		4,3	0,01360			8,9	273	24	279
<b>12404</b>																					
4,1	576	109	0,20	23	0,00006	0,05185	3,9	0,0454	1,9	0,32	4,3	0,01360	8,9	-2	273	24	279	88	286,0	5,4	
4,2	537	166	0,32	21	0,00000	0,05703	2,0	0,0453	1,9	0,36	2,8	0,01405	3,1	73	282	9	493	45	285,4	5,4	
4,4	324	135	0,43	12	0,00000	0,05501	2,3	0,0423	2,0	0,32	3,0	0,01380	3,2	54	277	9	413	51	267,2	5,2	
4,5	1410	929	0,68	95	0,00000	0,11823	10,3	0,0823	3,2	1,34	10,8	0,03876	10,9	279	769	84	1930	185	509,8	15,7	
4,6.1	69	23	0,35	3	0,00000	0,05216	1,8	0,0458	2,4	0,33	3,0	0,01391	5,9	1	279	16	292	42	288,6	6,8	
4,6.2	892	391	0,45	34	0,00052	0,05177	7,7	0,0444	1,9	0,32	7,9	0,01226	6,6	-2	246	16	275	177	280,1	5,3	
4,7	554	143	0,27	21	0,00000	0,05430	1,5	0,0445	1,9	0,33	2,5	0,01383	3,8	37	278	10	383	34	280,8	5,3	
4,8	372	130	0,36	14	0,00024	0,04977	6,6	0,0440	2,0	0,30	6,9	0,01224	8,8	-34	246	22	184	153	277,4	5,5	
4,9	592	219	0,38	22	0,00000	0,05528	3,1	0,0442	1,9	0,34	3,7	0,01453	4,1	52	292	12	424	70	279,0	5,3	
4,10	998	285	0,30	39	0,00000	0,05425	1,2	0,0456	1,9	0,34	2,2	0,01379	2,5	33	277	7	381	27	287,3	5,3	
4,11	708	160	0,23	27	0,00000	0,05353	1,6	0,0449	1,9	0,33	2,5	0,01461	3,2	24	293	9	351	36	283,2	5,3	
4,12	591	138	0,24	122	0,00003	0,09154	0,6	0,2410	1,9	3,04	2,0	0,07207	2,5	5	1407	35	1458	11	1391,7	23,7	
4,13	1345	299	0,23	50	0,00010	0,05179	1,9	0,0430	1,9	0,31	2,7	0,01294	3,9	2	260	10	276	43	271,5	5,0	
4,14	555	184	0,34	22	0,00015	0,05118	4,7	0,0451	2,0	0,32	5,1	0,00848	9,7	-13	171	17	249	109	284,5	5,4	
4,15	687	242	0,36	27	0,00000	0,05578	2,2	0,0452	1,9	0,35	2,9	0,01462	3,2	56	293	9	444	48	284,8	5,4	
4,16	889	251	0,29	35	0,00011	0,05144	2,7	0,0453	1,9	0,32	3,3	0,01376	4,4	-9	276	12	261	62	285,8	5,4	
4,17	905	341	0,39	36		0,05362	1,2	0,0469	1,9	0,35	2,2	0,01493	2,3	20	300	7	355	27	295,2	5,5	
4,18	486	144	0,31	19	0,00000	0,05557	2,7	0,0447	2,0	0,34	3,3	0,01488	4,2	55	299	13	435	60	281,6	5,4	
4,19	454	105	0,24	18	0,00002	0,05338	3,4	0,0453	2,0	0,33	3,9	0,01416	6,3	21	284	18	345	76	285,4	5,5	
<b>12405</b>																					
5,1	338	170	0,52	13	0,00003	0,05282	2,9	0,0434	2,0	0,32	3,5	0,0131	3,4	17	263	9	321	67	273,6	5,3	
5,2	395	178	0,47	15	0,00004	0,05057	3,4	0,0444	2,0	0,31	3,9	0,0139	3,8	-21	278	10	221	79	280,0	5,4	
5,3	323	142	0,45	12	0,00030	0,04812	5,7	0,0439	2,0	0,29	6,1	0,0127	5,8	-62	254	15	105	136	276,7	5,4	
5,4	395	173	0,45	15	0,00005	0,05081	2,9	0,0446	2,0	0,31	3,5	0,0141	3,5	-18	283	10	232	68	281,5	5,4	
5,5	348	164	0,49	13	0,00000	0,05484	3,6	0,0450	2,0	0,34	4,1	0,0149	3,9	43	300	12	406	80	283,8	5,5	
5,6	405	186	0,47	15	0,00029	0,04820	3,7	0,0440	2,0	0,29	4,2	0,0127	3,9	-61	255	10	109	88	277,5	5,3	
5,7	548	327	0,62	21	0,00011	0,05242	2,5	0,0452	1,9	0,33	3,1	0,0142	2,7	7	286	8	304	56	284,7	5,4	
5,8	329	167	0,53	12	0,00000	0,05597	5,7	0,0440	2,0	0,34	6,0	0,0138	5,5	63	276	15	451	126	277,4	5,5	
5,9	423	233	0,57	17	0,00000	0,05593	3,1	0,0456	2,0	0,35	3,6	0,0147	3,5	56	295	10	450	68	287,7	5,5	
5,10	531	313	0,61	20	0,00003	0,05059	4,1	0,0447	1,9	0,31	4,6	0,0136	3,7	-21	272	10	222	96	281,6	5,4	
5,11	330	144	0,45	13	0,00000	0,05670	3,4	0,0447	2,0	0,35	3,9	0,0146	4,1	70	293	12	480	75	282,0	5,5	
5,12	555	323	0,60	21	8,70083	0,05218	3,2	0,0446	1,9	0,32	3,8	0,0135	3,2	4	272	9	293	74	281,5	5,3	
5,13	557	328	0,61	21	0,00008	0,05047	3,0	0,0434	1,9	0,30	3,6	0,0133	3,1	-21	267	8	217	70	273,6	5,2	
5,14	322	167	0,54	12	0,00009	0,05065	4,0	0,0441	2,0	0,31	4,5	0,0133	4,0	-19	267	11	225	93	278,1	5,4	
5,15	465	197	0,44	18	0,00000	0,05375	2,2	0,0448	1,9	0,33	2,9	0,0142	3,0	28	285	9	360	50	282,5	5,4	
5,16	347	144	0,43	13	0,00053	0,04353	6,2	0,0435	2,0	0,26	6,5	0,0114	6,3	-150	229	14	-137	154	274,2	5,4	
5,17	646	250	0,40	25	0,00000	0,05365	1,5	0,0451	1,9	0,33	2,4	0,0138	2,6	25	277	7	356	34	284,1	5,3	

Table C4. Continued.

№ пробы	U	Th	Th/U	Pb	$^{204}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	%	$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$	%	%	Возраст					
															$^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$	+/-	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	+/-	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	+/-
Анализа	ppm	ppm		ppm			error		error		error		error	discord						
<b>12406A</b>																				
6,1	953	348	0,38	37	0,00004	0,05163	1,8	,0446	1,9	0,32	2,6	,01341	2,8	-4	269	8	269	41	281,0	5,2
6,2	2056	861	0,43	81	0,00000	0,05292	1,0	,0458	1,9	0,33	2,1	,01439	2,1	13	289	6	325	23	288,5	5,3
6,3	2394	1319	0,57	94	0,00157	0,05386	8,3	,0442	1,9	0,33	8,5	,01338	5,9	31	269	16	365	187	278,9	5,2
6,4	1217	533	0,45	46	0,00001	0,05210	1,4	,0436	1,9	0,31	2,3	,01346	3,3	5	270	9	290	31	274,9	5,1
6.6.1	2775	1644	0,61	108	0,00002	0,05139	0,7	,0451	1,9	0,32	2,0	,01380	2,0	-9	277	5	258	16	284,7	5,2
6.6.2	2523	445	0,18	97	0,00018	0,05067	1,9	,0446	1,9	0,31	2,7	,01282	4,3	-20	258	11	226	44	281,0	5,1
6,9	2029	1062	0,54	80	0,00000	0,05210	1,0	,0458	1,9	0,33	2,1	,01418	2,2	0	284	6	290	22	288,7	5,3
6,10	2098	1129	0,56	82	0,00000	0,05345	1,5	,0454	1,9	0,33	2,4	,01396	2,3	22	280	6	348	35	286,5	5,2
6,12	538	265	0,51	21	0,00000	0,05236	2,0	,0462	1,9	0,33	2,8	,01430	2,7	3	287	8	301	45	291,3	5,5
6,13	1984	1064	0,55	75	0,00000	0,05254	1,0	,0438	1,9	0,32	2,1	,01363	2,1	12	274	6	309	22	276,6	5,1
6,14	1676	900	0,55	65	0,00004	0,05151	1,4	,0448	1,9	0,32	2,3	,01371	2,2	-7	275	6	264	32	282,6	5,2
6,15	975	526	0,56	38	0,00008	0,05194	1,9	,0448	1,9	0,32	2,7	,01358	2,5	0	273	7	283	43	282,8	5,2
6,16	1044	570	0,56	40	0,00002	0,05218	1,4	,0448	1,9	0,32	2,4	,01356	2,3	4	272	6	294	32	282,7	5,2
<b>12409</b>																				
9,1	356	171	0,50	14	0,00042	0,05124	6,0	,0445	2,0	0,31	6,4	,00572	11,6	-10	115	13	252	139	280,8	5,4
9,4	733	2895	4,08	55	0,00000	0,17470	6,7	,0950	2,9	2,29	7,3	,02496	4,0	345	498	20	2603	111	584,8	16,5
9,5	2309	811	0,36	102	0,00002	0,05278	0,9	,0512	1,9	0,37	2,1	,01437	2,4	-1	288	7	319	21	321,8	5,9
9,6	2976	2763	0,96	111	0,00074	0,05278	3,7	,0426	1,9	0,31	4,1	,00529	4,5	20	107	5	323	83	269,0	4,9
9,7	980	535	0,56	37	0,00000	0,05240	1,4	,0438	1,9	0,32	2,3	,01360	2,3	10	273	6	303	31	276,3	5,1

Table C4. Continued.

№ пробы	U	Th	Th/U	Pb	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	%	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	%	%	Возраст					
															<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	+/-	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	+/-	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	+/-
Анализ	ppm	ppm		ppm			error		error		error		error	discord						
<b>12410</b>																				
10,1	790	580	0,76	31	0,00004	0,05210	2,0	,0456	1,9	0,33	2,8	,01362	2,4	1	273	7	290	46	287,4	5,4
10,2	973	612	0,65	37	0,00000	0,05360	1,2	,0440	1,9	0,32	2,2	,01369	2,3	28	275	6	354	27	277,3	5,1
10,3	383	69	0,19	14	0,00000	0,06020	5,3	,0442	2,0	0,37	5,6	,01941	9,5	119	389	37	611	114	279,1	5,5
10,5	599	288	0,5	23	0,00000	0,05305	1,5	,0442	1,9	0,32	2,4	,01417	2,4	19	284	7	331	33	278,7	5,2
10,6	412	229	0,57	16	0,00000	0,05339	2,5	,0453	2,0	0,33	3,2	,01416	2,9	21	284	8	345	56	285,8	5,5
10,7	938	577	0,64	35	0,00000	0,05487	2,2	,0438	1,9	0,33	2,9	,01415	3,3	47	284	9	407	48	276,1	5,2
10,8	508	203	0,41	20	0,00000	0,05182	2,2	,0459	2,0	0,33	3,0	,01425	3,1	-4	286	9	278	49	289,6	5,7
10,9	570	526	0,95	22	0,00035	0,05278	4,2	,0453	1,9	0,33	4,6	,01379	2,9	12	277	8	319	96	285,5	5,4
10,10	1586	852	0,55	62	0,00000	0,05284	1,9	,0457	1,9	0,33	2,7	,01426	2,5	12	286	7	322	44	287,9	5,3
10,11	384	118	0,32	15	0,00000	0,05353	1,8	,0444	2,0	0,33	2,6	,01439	2,9	25	289	9	351	40	280,1	5,4
10,12	996	654	0,68	38	3,25515	0,05290	1,4	,0442	1,9	0,32	2,3	,01324	2,3	16	266	6	325	31	278,9	5,2
10,13	234	167	0,74	9	0,00024	0,04801	8,5	,0439	2,1	0,29	8,8	,01307	5,4	-64	263	14	100	202	277,2	5,6
10,14	300	177	0,61	12	0,00000	0,05115	2,1	,0445	2,0	0,31	2,9	,01411	2,7	-12	283	8	248	48	280,6	5,5
10,15	1127	888	0,81	44	0,00003	0,05192	1,4	,0457	1,9	0,33	2,4	,01405	2,1	-2	282	6	282	33	287,9	5,3
10,16	2999	2574	0,89	118	3,04329	0,05164	0,8	,0459	1,9	0,33	2,0	,01449	2,0	-7	291	6	270	19	289,3	5,3
10,17	369	247	0,69	14	0,00000	0,05282	1,9	,0451	2,0	0,33	2,7	,01355	2,6	13	272	7	321	43	284,6	5,5
10,18	2546	2356	0,96	193	0,00000	0,16462	6,7	,0962	2,5	2,18	7,2	,04887	5,9	323	964	57	2504	113	592,2	14,0
10,20	710	201	0,29	27	0,00000	0,06148	4,2	,0455	2,0	0,39	4,7	,01696	6,4	129	340	22	656	91	286,6	5,7
10,21	959	528	0,57	37	0,00000	0,05364	1,7	,0446	1,9	0,33	2,6	,01436	2,4	26	288	7	356	38	281,5	5,3
10,22	461	163	0,36	17	0,00003	0,05135	4,8	,0436	2,0	0,31	5,2	,01361	6,6	-7	273	18	257	111	275,0	5,3
10,24	539	103	0,20	19	0,00014	0,05107	3,1	,0417	2,0	0,29	3,6	,01294	6,6	-7	260	17	244	70	263,3	5,0
<b>12411</b>																				
11,1	539	103	0,20	193	0,00014	0,05107	3,1	,0417	2,0	0,29	3,6	,01294	6,6	-7	260	17	244	70	263,3	5,0
11,2	2279	110	0,05	88	0,00000	0,05356	1,1	,0448	1,9	0,33	2,2	,01646	6,1	25	330	20	353	26	282,5	5,2
11,3	2279	110	0,05	88	0,00000	0,05356	1,1	,0448	1,9	0,33	2,2	,01646	6,1	25	330	20	353	26	282,5	5,2
11,4	822	153	0,19	36	0,00000	0,06345	1,5	,0510	1,9	0,45	2,5	,01559	4,1	126	313	13	723	33	320,7	6,0
11,6	2745	310	0,12	115	0,00000	0,05274	1,0	,0490	1,9	0,36	2,1	,01630	5,9	3	327	19	318	23	308,3	5,6
11,7	3130	361	0,12	131	7,75756	0,05203	0,7	,0485	1,9	0,35	2,0	,01500	2,4	-6	301	7	287	15	305,4	5,6
11,9	3065	696	0,23	124	0,00009	0,05137	1,0	,0472	1,9	0,33	2,1	,01326	2,7	-13	266	7	258	23	297,1	5,4
11,10	1663	305	0,19	64	0,00003	0,05326	1,1	,0448	1,9	0,33	2,2	,01456	2,7	20	292	8	340	24	282,6	5,2
11,11	2845	440	0,18	113	0,00000	0,05310	0,8	,0464	1,9	0,34	2,0	,01426	2,5	14	286	7	333	18	292,3	5,3
11,12	1976	225	0,12	77	0,00005	0,05103	1,0	,0453	1,9	0,32	2,1	,01376	3,2	-15	276	9	242	23	285,7	5,2
11,13	1193	232	0,20	46	0,00007	0,05139	1,6	,0446	1,9	0,32	2,5	,01371	3,6	-8	275	10	258	37	281,4	5,2
11,16	2911	295	0,10	117	0,00000	0,05284	1,1	,0469	1,9	0,34	2,2	,01589	3,9	9	319	12	322	25	295,7	5,4
11,17	2383	670	0,29	95	0,00000	0,05290	0,8	,0462	1,9	0,34	2,0	,01449	2,5	11	291	7	324	17	291,2	5,3
11,18	1930	385	0,21	74	0,00007	0,05047	1,4	,0446	1,9	0,31	2,4	,01389	3,3	-23	279	9	217	33	281,2	5,2
11,19	1457	141	0,10	60	0,00010	0,05354	1,9	,0478	1,9	0,35	2,7	,01727	6,4	17	346	22	352	44	300,8	5,5

\*с поправкой на измеренный <sup>204</sup>Pb

Table C5. Isotopic composition of Hf in zircon from intrusive rocks of the Alai range.

№ sample/ analysis	t (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 s	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	tHfc (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
04-1	283	0.0450510	0.0006143	0.0008971	0.0000073	0.2824024	0.0000133	-13.1	-7.0	0.5	1197	1742	-0.97
04-4	283	0.0506296	0.0003278	0.0009136	0.0000088	0.2824185	0.0000161	-12.5	-6.5	0.6	1175	1706	-0.97
04-6	283	0.0603698	0.0007849	0.0011582	0.0000118	0.2824151	0.0000163	-12.6	-6.6	0.6	1188	1716	-0.97
04-7	283	0.0584924	0.0007191	0.0012018	0.0000053	0.2824574	0.0000144	-11.1	-5.1	0.5	1129	1623	-0.96
04-9	283	0.0522995	0.0005053	0.0009343	0.0000132	0.2824558	0.0000157	-11.2	-5.1	0.6	1124	1623	-0.97
04-10	283	0.0474655	0.0004363	0.0010304	0.0000216	0.2824903	0.0000136	-10.0	-3.9	0.5	1078	1547	-0.97
04-11	283	0.0665091	0.0012540	0.0014380	0.0000209	0.2824578	0.0000166	-11.1	-5.2	0.6	1136	1624	-0.96
04-12*	283	0.1317679	0.0023273	0.0023977	0.0000445	0.2820700	0.0000146	-24.8	-19.1	0.5	1727	2496	-0.93
04-13	283	0.0520976	0.0007134	0.0010739	0.0000166	0.2825013	0.0000138	-9.6	-3.6	0.5	1064	1523	-0.97
04-14	283	0.0477780	0.0003076	0.0010847	0.0000244	0.2824637	0.0000149	-10.9	-4.9	0.5	1117	1607	-0.97
04-15	283	0.0476329	0.0002893	0.0009464	0.0000057	0.2824135	0.0000153	-12.7	-6.6	0.5	1183	1717	-0.97
04-16	283	0.0486499	0.0007334	0.0011431	0.0000079	0.2824392	0.0000151	-11.8	-5.8	0.5	1153	1663	-0.97
04-18	283	0.0642133	0.0013082	0.0016652	0.0000338	0.2824203	0.0000161	-12.4	-6.5	0.6	1196	1711	-0.95
04-19	283	0.0704097	0.0015287	0.0013018	0.0000289	0.2824733	0.0000162	-10.6	-4.6	0.6	1110	1588	-0.96
<b>Mean.</b>									<b>-5.49</b>		<b>1142</b>	<b>1645</b>	
<b>MSWD</b>									<b>1.09</b>		<b>44</b>	<b>70</b>	
05-1	280	0.0564632	0.0014510	0.0010462	0.0000283	0.2826551	0.0000165	-4.1	1.8	0.6	846	1180	-0.97
05-2	280	0.0587923	0.0008495	0.0011169	0.0000225	0.2825863	0.0000177	-6.6	-0.6	0.6	945	1335	-0.97
05-3	280	0.0547393	0.0007391	0.0010197	0.0000099	0.2825957	0.0000171	-6.2	-0.3	0.6	929	1313	-0.97
05-4	280	0.0432508	0.0008205	0.0008479	0.0000231	0.2826031	0.0000195	-6.0	0.0	0.7	915	1294	-0.97
05-5	280	0.0546845	0.0001263	0.0010196	0.0000040	0.2825900	0.0000167	-6.4	-0.5	0.6	937	1326	-0.97
05-6	280	0.0404039	0.0001836	0.0007677	0.0000022	0.2826146	0.0000165	-5.6	0.4	0.6	897	1268	-0.98
05-7	280	0.0521271	0.0003830	0.0010040	0.0000118	0.2826341	0.0000173	-4.9	1.1	0.6	875	1227	-0.97
05-8	280	0.0378222	0.0002970	0.0007260	0.0000031	0.2826006	0.0000148	-6.1	0.0	0.5	915	1299	-0.98
05-9	280	0.0398180	0.0002160	0.0007525	0.0000024	0.2825939	0.0000142	-6.3	-0.3	0.5	925	1314	-0.98
05-10	280	0.0424604	0.0002139	0.0008137	0.0000016	0.2825976	0.0000159	-6.2	-0.2	0.6	922	1306	-0.98
05-11	280	0.0417906	0.0001325	0.0007975	0.0000041	0.2825921	0.0000183	-6.4	-0.4	0.6	929	1318	-0.98
05-12	280	0.0420337	0.0003264	0.0008005	0.0000079	0.2826072	0.0000169	-5.8	0.2	0.6	908	1285	-0.98
05-13	280	0.0749299	0.0003747	0.0013919	0.0000110	0.2826565	0.0000164	-4.1	1.8	0.6	852	1181	-0.96

05-14	280	0.0409873	0.0003820	0.0007840	0.0000092	0.2826523	0.0000158	-4.2	1.8	0.6	844	1183	-0.98
05-15	280	0.0585282	0.0018433	0.0011025	0.0000292	0.2826531	0.0000165	-4.2	1.7	0.6	850	1185	-0.97
05-16	280	0.0644911	0.0024648	0.0011940	0.0000413	0.2826596	0.0000154	-4.0	2.0	0.5	843	1172	-0.96
05-17	280	0.0548594	0.0004606	0.0010297	0.0000113	0.2826093	0.0000183	-5.8	0.2	0.6	911	1283	-0.97
05-18	280	0.0650973	0.0009880	0.0012066	0.0000136	0.2826320	0.0000166	-4.9	1.0	0.6	883	1234	-0.96
05-19	280	0.0469893	0.0007123	0.0008834	0.0000109	0.2825925	0.0000162	-6.3	-0.4	0.6	931	1319	-0.97
05-20	280	0.0467609	0.0005161	0.0008844	0.0000109	0.2826238	0.0000155	-5.2	0.7	0.5	887	1248	-0.97
05-21	280	0.0466749	0.0004773	0.0008777	0.0000067	0.2826178	0.0000161	-5.5	0.5	0.6	895	1262	-0.97
05-22	280	0.0468795	0.0001636	0.0008831	0.0000044	0.2826161	0.0000165	-5.5	0.5	0.6	897	1266	-0.97
05-23	280	0.0371438	0.0002508	0.0007228	0.0000024	0.2826000	0.0000152	-6.1	-0.1	0.5	916	1300	-0.98
05-24	280	0.0422775	0.0008405	0.0008085	0.0000122	0.2826390	0.0000170	-4.7	1.3	0.6	864	1213	-0.98
05-25	280	0.0354364	0.0002707	0.0007751	0.0000046	0.2825711	0.0000186	-7.1	-1.1	0.7	958	1365	-0.98
05-26	280	0.0571935	0.0014102	0.0010663	0.0000291	0.2826276	0.0000163	-5.1	0.9	0.6	886	1242	-0.97
<b>Mean.</b>									<b>0.46</b>		<b>898</b>	<b>1256</b>	
<b>MSWD</b>									<b>0.88</b>		<b>33</b>	<b>55</b>	
06A-2	283	0.0810441	0.0051177	0.0016621	0.0000948	0.2826323	0.0000193	-4.9	1.0	0.7	893	1237	-0.95
06A-3	283	0.0890225	0.0052849	0.0017674	0.0000987	0.2826024	0.0000164	-6.0	-0.1	0.6	939	1305	-0.95
06A-4	283	0.0363992	0.0007518	0.0007500	0.0000130	0.2826125	0.0000151	-5.6	0.4	0.5	899	1270	-0.98
06A-5	283	0.0750690	0.0013766	0.0015545	0.0000260	0.2826193	0.0000160	-5.4	0.5	0.6	909	1264	-0.95
06A-6a	283	0.0870824	0.0009556	0.0017384	0.0000164	0.2826143	0.0000162	-5.6	0.3	0.6	921	1278	-0.95
06A-6b	283	0.0541855	0.0004565	0.0011018	0.0000080	0.2826220	0.0000144	-5.3	0.7	0.5	894	1253	-0.97
06A-7	283	0.0814875	0.0022613	0.0016737	0.0000391	0.2826173	0.0000179	-5.5	0.4	0.6	915	1270	-0.95
06A-9	283	0.0813637	0.0005911	0.0016026	0.0000111	0.2825801	0.0000163	-6.8	-0.9	0.6	966	1353	-0.95
06A-12	283	0.0473835	0.0002927	0.0009161	0.0000026	0.2825863	0.0000156	-6.6	-0.5	0.6	940	1331	-0.97
06A-13	283	0.0886489	0.0010634	0.0017768	0.0000157	0.2826249	0.0000162	-5.2	0.7	0.6	907	1255	-0.95
06A-14	283	0.0534616	0.0018741	0.0010533	0.0000344	0.2826193	0.0000178	-5.4	0.6	0.6	897	1259	-0.97
06A-16	283	0.0702426	0.0014748	0.0016059	0.0000523	0.2826449	0.0000155	-4.5	1.4	0.5	874	1208	-0.95
06A-17	283	0.0404191	0.0002167	0.0008490	0.0000017	0.2825775	0.0000152	-6.9	-0.8	0.5	951	1350	-0.97
06A-18	283	0.1221748	0.0026682	0.0026393	0.0000615	0.2826412	0.0000141	-4.6	1.1	0.5	904	1228	-0.92
<b>Mean.</b>									<b>0.34</b>		<b>915</b>	<b>1276</b>	
<b>MSWD</b>									<b>0.69</b>		<b>25</b>	<b>44</b>	
09-1	275	0.0618649	0.0004957	0.0012209	0.0000136	0.2826133	0.0000169	-5.6	0.2	0.6	909	1279	-0.96
09-2	275	0.1017991	0.0011425	0.0021837	0.0000159	0.2825214	0.0000150	-8.9	-3.2	0.5	1067	1495	-0.93
09-5	275	0.1001412	0.0007177	0.0018495	0.0000088	0.2826574	0.0000177	-4.1	1.7	0.6	861	1187	-0.94
09-8	275	0.1275217	0.0019662	0.0025380	0.0000390	0.2826212	0.0000196	-5.3	0.2	0.7	931	1276	-0.92
09-10A	275	0.1318561	0.0014422	0.0030518	0.0000278	0.2826459	0.0000211	-4.5	1.0	0.7	908	1227	-0.91



09-12	275	0.0642805	0.0008115	0.0014958	0.0000179	0.2825818	0.0000177	-6.7	-1.0	0.6	961	1352	-0.95
09-13	275	0.1120402	0.0029215	0.0023983	0.0000546	0.2826370	0.0000201	-4.8	0.8	0.7	904	1239	-0.93
09-14	275	0.0866545	0.0001426	0.0016789	0.0000034	0.2826528	0.0000179	-4.2	1.5	0.6	864	1195	-0.95
09-15	275	0.1370066	0.0016868	0.0028803	0.0000251	0.2826314	0.0000180	-5.0	0.5	0.6	925	1257	-0.91
09-17	275	0.1016464	0.0032927	0.0021769	0.0000629	0.2825835	0.0000162	-6.7	-1.0	0.6	977	1356	-0.93
09-19	275	0.0977107	0.0003476	0.0019617	0.0000090	0.2825941	0.0000162	-6.3	-0.6	0.6	956	1330	-0.94
09-20	275	0.0564669	0.0014332	0.0011390	0.0000235	0.2825879	0.0000163	-6.5	-0.7	0.6	943	1335	-0.97
09-21	275	0.1002766	0.0012078	0.0022828	0.0000284	0.2825968	0.0000150	-6.2	-0.6	0.5	960	1328	-0.93
09-22	275	0.0768146	0.0018347	0.0020209	0.0000508	0.2825864	0.0000181	-6.6	-0.9	0.6	968	1348	-0.94
09-23	275	0.0757370	0.0023860	0.0016502	0.0000402	0.2825597	0.0000156	-7.5	-1.8	0.6	997	1404	-0.95
<b>Mean.</b>									<b>-0.26</b>		<b>942</b>	<b>1307</b>	
<b>MSWD</b>									<b>1.30</b>		<b>52</b>	<b>82</b>	
10-1	283	0.0994762	0.0009438	0.0019016	0.0000120	0.2827071	0.0000202	-2.3	3.6	0.7	791	1072	-0.94
10-2	283	0.0835165	0.0004191	0.0016604	0.0000079	0.2826834	0.0000192	-3.1	2.8	0.7	820	1122	-0.95
10-3	283	0.0836168	0.0021375	0.0015381	0.0000437	0.2826885	0.0000182	-3.0	3.0	0.6	810	1109	-0.95
10-5	283	0.0882086	0.0014230	0.0016090	0.0000224	0.2827295	0.0000177	-1.5	4.4	0.6	752	1018	-0.95
10-6	283	0.0832028	0.0014800	0.0015022	0.0000243	0.2827050	0.0000194	-2.4	3.6	0.7	785	1072	-0.95
10-7	283	0.1307942	0.0051121	0.0025062	0.0000927	0.2827637	0.0000236	-0.3	5.5	0.8	721	952	-0.92
10-8	283	0.0934640	0.0003316	0.0016585	0.0000075	0.2826776	0.0000184	-3.3	2.6	0.7	828	1135	-0.95
10-9	283	0.1167628	0.0018662	0.0021558	0.0000296	0.2827196	0.0000171	-1.9	4.0	0.6	778	1047	-0.94
10-10	283	0.0769002	0.0010798	0.0015847	0.0000421	0.2826207	0.0000162	-5.3	0.6	0.6	908	1262	-0.95
10-11	285	0.0875426	0.0018953	0.0016469	0.0000328	0.2827231	0.0000194	-1.7	4.2	0.7	762	1032	-0.95
10-13	283	0.0813069	0.0003978	0.0017304	0.0000100	0.2826092	0.0000164	-5.8	0.1	0.6	928	1289	-0.95
10-14	283	0.0646884	0.0002221	0.0013210	0.0000038	0.2826529	0.0000169	-4.2	1.8	0.6	856	1187	-0.96
10-15	283	0.1134685	0.0014856	0.0021477	0.0000273	0.2826740	0.0000181	-3.5	2.4	0.6	844	1149	-0.94
10-17	283	0.1325031	0.0010299	0.0025217	0.0000139	0.2827406	0.0000167	-1.1	4.6	0.6	755	1004	-0.92
10-19	283	0.0493213	0.0020331	0.0010360	0.0000359	0.2826074	0.0000156	-5.8	0.2	0.6	913	1285	-0.97
10-20	283	0.0845311	0.0006545	0.0015509	0.0000131	0.2826687	0.0000193	-3.7	2.3	0.7	838	1154	-0.95
10-21	283	0.0956793	0.0004219	0.0017683	0.0000075	0.2826990	0.0000190	-2.6	3.3	0.7	800	1088	-0.95
10-22	283	0.0879501	0.0002454	0.0016931	0.0000071	0.2826973	0.0000190	-2.6	3.3	0.7	800	1091	-0.95
10-23	283	0.0844026	0.0002676	0.0015223	0.0000060	0.2826369	0.0000191	-4.8	1.2	0.7	883	1225	-0.95
10-24	283	0.1020538	0.0023050	0.0019499	0.0000436	0.2827190	0.0000187	-1.9	4.0	0.7	775	1046	-0.94
<b>Mean.</b>									<b>2.895</b>		<b>817</b>	<b>1117</b>	
<b>MSWD</b>									<b>1.496</b>		<b>57</b>	<b>95</b>	
11-2	287	0.0579317	0.0006766	0.0011284	0.0000090	0.2825589	0.0000137	-7.5	-1.4	0.5	984	1393	-0.97
11-3	287	0.1301093	0.0016793	0.0025485	0.0000234	0.2826120	0.0000150	-5.7	0.2	0.5	945	1290	-0.92

11-4*	287	0.0691452	0.0002654	0.0013045	0.0000052	0.2824108	0.0000147	-12.8	-6.7	0.5	1198	1725	-0.96
11-5	287	0.1635429	0.0039924	0.0029560	0.0000809	0.2826718	0.0000175	-3.5	2.2	0.6	867	1162	-0.91
11-6	287	0.1199583	0.0012449	0.0023385	0.0000300	0.2826312	0.0000165	-5.0	0.9	0.6	911	1245	-0.93
11-7	287	0.1830101	0.0029512	0.0031425	0.0000543	0.2827636	0.0000221	-0.3	5.4	0.8	734	957	-0.91
11-8	287	0.1167663	0.0006125	0.0021400	0.0000102	0.2826422	0.0000150	-4.6	1.3	0.5	890	1218	-0.94
11-9	287	0.1165163	0.0020004	0.0024994	0.0000358	0.2826143	0.0000153	-5.6	0.3	0.5	940	1285	-0.92
11-11	287	0.1292388	0.0006006	0.0023585	0.0000115	0.2826546	0.0000163	-4.2	1.7	0.6	878	1193	-0.93
11-13	287	0.1379915	0.0028438	0.0024637	0.0000516	0.2827729	0.0000178	0.0	5.9	0.6	706	928	-0.93
11-14	287	0.0964342	0.0016337	0.0017988	0.0000225	0.2826455	0.0000163	-4.5	1.5	0.6	877	1206	-0.95
11-15	287	0.1222845	0.0009001	0.0021944	0.0000108	0.2826119	0.0000164	-5.7	0.2	0.6	936	1287	-0.93
11-16	287	0.1162454	0.0004901	0.0019928	0.0000053	0.2826184	0.0000161	-5.4	0.5	0.6	921	1270	-0.94
11-18	287	0.1424543	0.0015197	0.0030659	0.0000475	0.2826638	0.0000184	-3.8	1.9	0.7	881	1181	-0.91
11-19	287	0.1469554	0.0123681	0.0025222	0.0001998	0.2826239	0.0000195	-5.2	0.6	0.7	927	1264	-0.92
<b>Mean.</b>									<b>0.96</b>		<b>906</b>	<b>1240</b>	
<b>MSWD</b>									<b>2.84</b>		<b>109</b>	<b>180</b>	

\* analyses excluded from mean calculations

Table C6. Whole-rock Sr, Nd, and Pb isotope data of the magmatic rocks from the Alai range

Sample <sup>a</sup>	Age (Ma)	<sup>87</sup> Sr <sup>b</sup>	<sup>87</sup> Sr <sub>(t)</sub> <sup>c</sup>	<sup>143</sup> Nd <sup>b</sup>	$\epsilon$ Nd <sub>(t)</sub> <sup>c</sup>	T <sub>DM</sub> (Ga) <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb <sup>d</sup>	<sup>208</sup> Pb <sup>d</sup>	<sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb <sup>e</sup>	<sup>208</sup> Pb <sup>e</sup>
		<sup>86</sup> Sr	<sup>86</sup> Sr	<sup>144</sup> Nd			<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb
4	283	0.717419±4	0.70973	0.512229±2	-5.5	1.545	21.470	15.782	41.389	18.92	15.65	38.25
5	283	0.721120±4	0.70649	0.512238±2	-4.2	1.148	18.671	15.650	38.867	18.18	15.62	38.20
6A	283	0.717951±4	0.70654	0.512210±2	-5.3	1.330	18.434	15.598	38.508	18.19	15.59	38.17
6B	283	0.710979±6	0.70726	0.512208±2	-5.2	1.296	18.567	15.618	38.737	18.16	15.60	38.25
7	283	0.723969±8	0.70653	0.512266±2	-3.5	1.061	19.608	15.663	39.402	19.47	15.66	39.14
9	283	0.746004±5	0.70645	0.512235±2	-4.1	1.113	18.548	15.655	38.635	17.71	15.61	37.16
10	283	0.719582±3	0.70691	0.512248±2	-3.7	1.062	19.004	15.678	39.260	18.27	15.64	38.37
19	283	0.709515±4	0.70713	0.512268±2	-4.4	1.356	18.270	15.634	38.329	18.04	15.62	38.14
17	283	0.707742±4	0.70774	0.512145±3	-7.3	1.785	18.286	15.639	38.356	18.27	15.64	38.33

<sup>a</sup> Samples were dissolved with concentrated HF for four days at 160 °C on the hot plate. Digested samples were dried and taken up in 6N HCl. Sr, Nd, and Pb were separated and purified using ion-exchange chromatography as described in Romer et al. (2005) and Romer and Hahné (2010).

<sup>b</sup> <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd were normalized to <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194 and <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219, respectively. Sr and Nd were analyzed using dynamic multi-collection on a Triton multi-collector mass-spectrometer. Analytical uncertainties are given at 2 $\sigma_m$  level.

<sup>c</sup> <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(t)</sub> and  $\epsilon$ Nd<sub>(t)</sub> were calculated for the emplacement age using  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42\text{E}-11 \text{ y}^{-1}$  and  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54\text{E}-12 \text{ y}^{-1}$ , (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd)<sub>CHUR</sub> = 0.1967, and (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>CHUR</sub> = 0.512638, respectively, and the concentration data given in Table 2. T<sub>DM</sub> ages calculated according to the mantle evolution model of DePaolo (1981).

<sup>d</sup> Lead isotope data corrected for mass discrimination with 0.1‰/A.M.U. Reproducibility at 2 $\sigma$  level is better than 0.1‰.

<sup>e</sup> Lead isotope data recalculated to the accepted emplacement age (Table 1) using the analyzed contents of Pb, Th, and U (Table 2) and the constants recommended by IUGS ( $\lambda^{232}\text{Th} = 4.9475\text{E}-11 \text{ y}^{-1}$ ,  $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485\text{E}-10 \text{ y}^{-1}$ ,  $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125\text{E}-10 \text{ y}^{-1}$ ).

Table C7. Summary of results of SHRIMP-II U-Pb zircon dating from granitoid rocks of western Uzbek Tien Shan.

Nr	Sample ID	Age, Ma $\pm$ 2 $\sigma$	MSWD	Type of age	Comments
1	T6-001	277 $\pm$ 3	1.00	Concordia age*	Crystallisation age (?)
2	T6-003	311 $\pm$ 4	1.00	Concordia age*	Crystallisation age (?)
3	T6-007	382 $\pm$ 4	0.001	Concordia age*	Crystallisation age
4	T6-009	505 $\pm$ 6	0.03	Concordia age*	Crystallisation age
5	T6-010	288 $\pm$ 3	0.00016	Concordia age*	Minimum age
6	T6-013	282 $\pm$ 6	0.68	Concordia age*	Crystallisation age
7	T6-016	276 $\pm$ 4	0.17	Concordia age*	Crystallisation age One outlier, concordia age of 314 $\pm$ 13 Ma & one possibly xenogenic grain 513 $\pm$ 18 Ma
8	T6-017	286 $\pm$ 3	0.13	Concordia age*	Crystallisation age Two inherited (?) cores 784 and 602 Ma
9	T6-020	438 $\pm$ 6	0.36	Concordia age*	Crystallisation age One possibly xenogenic grain 2675 Ma
10	T6-021	274 $\pm$ 2	0.04	Concordia age*	Crystallisation age
11	T6-022	286 $\pm$ 2	0.59	Concordia age*	Minimum age
12	T6-026	294 $\pm$ 2	0.53	Concordia age*	Crystallisation age (?)
13	T6-036	276 $\pm$ 7	0.12	Concordia age*	Crystallisation age
14	T6-040	273 $\pm$ 3	0.14	Concordia age*	Crystallisation age
15	T6-042	283 $\pm$ 2	0.24	Concordia	Crystallisation age

				age*	One possibly xenogenic grain 890 Ma
16	T6-047	269 $\pm$ 4	0.11	Concordia age*	Crystallisation age
17	T6-050	321 $\pm$ 2	0.20	Concordia age*	Crystallisation age
18	T6-051	298 $\pm$ 5	0.69	Concordia age*	Crystallisation age (?)
19	T6-057	315 $\pm$ 2	0.10	Concordia age*	Crystallisation age (?)
20	T6-061	422 $\pm$ 4	0.19	Concordia age*	Crystallisation age One inherited (?) core 971 Ma
21	T6-064	420 $\pm$ 4	0.0004	Concordia age*	Minimum age
22	T6-064a	419 $\pm$ 5	0.34	Concordia age*	Crystallisation age
23	T6-067	304 $\pm$ 3	0.21	Concordia age*	Crystallisation age
24	T6-069	311 $\pm$ 3	0.21	Concordia age*	Crystallisation age One possibly xenogenic grain 436 Ma
25	T6-075	429 $\pm$ 4	0.06	Concordia age*	Crystallisation age
26	T6-076	416 $\pm$ 4	0.06	Concordia age*	Crystallisation age
27	T6-077	314 $\pm$ 4	1.5	Concordia age*	Crystallisation age
28	T6-079	429 $\pm$ 7	0.92	Concordia age*	Crystallisation age
29	T6-081	314 $\pm$ 3	0.05	Concordia age*	Crystallisation age Two possibly xenogenic grains, concordia age 442 $\pm$ 10 Ma
30	T6-082	318 $\pm$ 5	0.12	Concordia age*	Crystallisation age
31	T6-083	320 $\pm$ 3	0.02	Concordia age*	Crystallisation age
32	T6-084	401 $\pm$ 5	0.002	Concordia age*	Crystallisation age One reset grain 300 Ma
33	T6-086	428 $\pm$ 6	0.67	Concordia	Crystallisation age

				age*	
34	T6-087	309 $\pm$ 5	0.45	Concordia age*	Crystallisation age
35	T6-089	308 $\pm$ 3	0.75	Concordia age*	Crystallisation age
36	T6-092	397 $\pm$ 3	0.06	Concordia age*	Crystallisation age
37	T6-096	289 $\pm$ 3	0.17	Concordia age*	Crystallisation age
38	T6-101	302 $\pm$ 4	0.57	Concordia age*	Crystallisation age
39	T6-104	301 $\pm$ 3	0.03	Concordia age*	Crystallisation age
40	T6-106	299 $\pm$ 3	0.25	Concordia age*	Crystallisation age

\* Corrected for common lead

Table C8. Sm-Nd isotopic compositions of whole rock samples of granitoids of western Uzbek Tien Shan.

Sample	Age (Ma)	Sm ppm	Nd ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Ndt	eNdt	Tdm	Tdm*	Rb ppm	Sr ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Srt
T6-007	382	2,7	10,9	0,1492	0,512879	0,512506	7,0	492	474	10	153	0,194	0,70585	0,7048
T6-010	288	6,8	38,6	0,1060	0,512373	0,512173	-1,8	973	1218	194	539	1,042	0,71115	0,7069
T6-013	282	1,7	9,6	0,1069	0,512619	0,512421	2,9	657	812	40	654	0,178	0,70495	0,7042
T6-017	286	4,8	23,0	0,1261	0,512399	0,512163	-2,1	1136	1237	171	192	2,577	0,71672	0,7062
T6-020	438	0,8	2,3	0,1978	0,512907	0,512339	5,2	1307	707	26	292	0,258	0,70816	0,7066
T6-021	274	9,1	45,2	0,1223	0,512361	0,512142	-2,8	1150	1285	250	21	35,4	0,83899	0,7010
T6-022	286	5,9	31,1	0,1145	0,512338	0,512123	-2,9	1100	1298	162	238	1,968	0,71474	0,7067
T6-026	294	5,5	29,8	0,1124	0,512373	0,512156	-2,0	1031	1237	188	582	0,933	0,70940	0,7055
T6-040	273	4,2	24,4	0,1047	0,512202	0,512015	-5,3	1184	1474	174	337	1,495	0,71491	0,7091
T6-042	283	7,8	38,2	0,1243	0,512319	0,512089	-3,6	1239	1353	198	195	2,950	0,72017	0,7083
T6-047	269	6,6	36,4	0,1101	0,512215	0,512022	-5,3	1223	1469	240	197	3,520	0,72162	0,7081
T6-050	321	6,5	39,9	0,0989	0,512320	0,512112	-2,2	983	1270	83	176	1,363	0,71164	0,7054
T6-051	298	5,1	29,7	0,1041	0,512358	0,512155	-1,9	977	1234	236	158	4,330	0,72289	0,7045
T6-057	315	4,8	20,9	0,1382	0,512483	0,512198	-0,7	1147	1142	181	251	2,090	0,71399	0,7046
T6-061	422	2,6	13,2	0,1195	0,512297	0,511967	-2,5	1213	1363	167	131	3,680	0,72278	0,7007
T6-064	420	4,1	21,8	0,1138	0,512764	0,512451	6,9	494	516	190	189	2,902	0,70457	0,6872
T6-067	304	3,8	22,8	0,1017	0,512346	0,512144	-2,0	973	1243	144	263	1,583	0,71274	0,7059
T6-069	311	3,9	24,2	0,0969	0,512338	0,512141	-1,9	945	1238	136	418	0,940	0,71024	0,7061
T6-075	429	6,6	32,3	0,1244	0,512176	0,511826	-5,1	1463	1563	129	253	1,479	0,71462	0,7056
T6-076	416	6,4	35,4	0,1098	0,512201	0,511902	-3,9	1240	1469	163	207	2,275	0,71922	0,7057
T6-077	314	4,4	24,1	0,1104	0,512425	0,512198	-0,7	941	1144	145	387	1,084	0,71130	0,7065
T6-079	429	4,7	23,5	0,1205	0,512382	0,512043	-0,8	1099	1236	140	213	1,912	0,72917	0,7175
T6-082	318	2,7	15,4	0,1050	0,512410	0,512191	-0,7	917	1149	102	582	0,509	0,70801	0,7057
T6-084	401	4,9	31,0	0,0962	0,512132	0,511879	-4,7	1189	1519	140	106	3,847	0,71793	0,6960
T6-086	428	5,0	26,2	0,1157	0,512149	0,511824	-5,1	1383	1567	158	127	3,614	0,72654	0,7045
T6-087	309	4,2	22,5	0,1140	0,512509	0,512278	0,7	855	1020	167	253	1,911	0,71502	0,7066
T6-089	308	3,9	21,0	0,1117	0,512422	0,512197	-0,9	955	1153	236	177	3,868	0,72176	0,7048
T6-092	397	5,8	34,9	0,1006	0,512384	0,512122	-0,1	917	1152	157	66	6,886	0,74356	0,7046
T6-096	289	7,0	35,4	0,1197	0,512301	0,512075	-3,7	1211	1367	291	81	10,45	0,74637	0,7034
T6-101	302	3,6	21,2	0,1041	0,512279	0,512073	-3,4	1079	1353	198	433	1,327	0,71214	0,7064
T6-104	301	4,4	24,0	0,1097	0,512328	0,512112	-2,7	1066	1295	114	434	0,758	0,70927	0,7060
T6-106	299	5,8	35,5	0,0983	0,512279	0,512087	-3,2	1029	1337	208	389	1,549	0,71277	0,7062

Tdm рассчитан по модели DePaolo, 1981

Tdm\* рассчитан по модели DePaolo и др., 1991

параметры:

<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd CHUR= 0.1967; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd CHUR= 0.512638

<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd DM= 0.222; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd DM= 0.513114

<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr BE= 0.0839; <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr BE= 0.7045



Table C9. Isotopic composition of Pb in whole rock samples of granitoids of western Uzbek Tien Shan.

Sample	Age	U	Th	U/Pb	Th/Pb	Pb	U/Th
T6-007	382	0,86	1,67	0,48	0,93	1,81	0,51
T6-010	288	8,90	27,78	0,84	2,64	10,53	0,32
T6-013	282	1,01	6,08	0,55	3,29	1,85	0,17
T6-017	286	5,84	10,68	1,63	2,99	3,57	0,55
T6-020	438	0,15	2,95	0,02	0,48	6,21	0,05
T6-021	274	10,31	18,06	0,49	0,87	20,84	0,57
T6-022	286	3,97	13,73	0,30	1,05	13,09	0,29
T6-026	294	3,71	15,61	0,27	1,14	13,74	0,24
T6-040	273	4,12	17,78	0,32	1,39	12,76	0,23
T6-042	283	3,70	15,46	0,43	1,79	8,63	0,24
T6-047	269	5,63	21,05	0,54	2,04	10,33	0,27
T6-050	321	1,41	10,56	0,21	1,58	6,67	0,13
T6-051	298	9,14	17,64	1,23	2,37	7,45	0,52
T6-057	315	1,96	10,94	0,12	0,67	16,28	0,18
T6-061	422	2,66	14,82	0,12	0,68	21,82	0,18
T6-064	420	3,24	12,96	1,03	4,11	3,15	0,25
T6-067	304	8,78	15,22	0,20	0,35	43,26	0,58
T6-069	311	5,42	10,79	0,38	0,75	14,39	0,50
T6-075	429	2,71	12,52	0,48	2,24	5,60	0,22
T6-076	416	3,49	14,18	0,27	1,10	12,92	0,25
T6-077	314	5,54	13,92	0,90	2,27	6,13	0,40
T6-079	429	3,44	11,87	0,25	0,87	13,69	0,29
T6-082	318	3,63	10,39	0,66	1,90	5,47	0,35
T6-084	401	1,93	13,06	0,50	3,37	3,88	0,15
T6-086	428	3,30	13,40	0,51	2,07	6,46	0,25
T6-087	309	3,14	10,19	0,53	1,71	5,97	0,31
T6-089	308	5,62	8,79	0,44	0,69	12,79	0,64
T6-092	397	2,59	16,52	1,54	9,83	1,68	0,16
T6-096	289	8,32	36,78	0,71	3,12	11,78	0,23
T6-101	302	5,02	20,81	0,34	1,42	14,62	0,24
T6-104	301	4,07	11,88	1,08	3,14	3,78	0,34
T6-106	299	7,16	18,09	0,49	1,23	14,75	0,40

Table C9. Continued

Sample	<sup>238</sup> U/ <sup>204</sup> Pb	<sup>232</sup> Th/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>i</sub>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>i</sub>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>i</sub>
T6-007	30,747	61,830	19,288	15,644	38,802	17,411	15,542	37,623
T6-010	56,436	182,114	20,718	15,823	39,782	18,139	15,689	37,168
T6-013	34,661	215,888	18,588	15,610	38,397	17,038	15,529	35,364
T6-017	106,762	201,850	19,869	15,746	38,974	15,026	15,494	36,098
T6-020	1,568	31,023	18,334	15,611	38,077	18,224	15,605	37,398
T6-021	32,164	58,186	19,551	15,712	38,956	18,155	15,640	38,161
T6-022	19,770	70,591	19,743	15,762	38,904	18,846	15,715	37,898
T6-026	17,553	76,402	19,443	15,683	39,201	18,624	15,641	38,081
T6-040	20,964	93,452	19,393	15,684	39,003	18,486	15,637	37,733
T6-042	27,789	119,851	19,170	15,719	39,079	17,923	15,654	37,390
T6-047	35,323	136,521	19,197	15,735	39,123	17,692	15,658	37,294
T6-050	13,430	103,823	18,349	15,607	38,551	17,664	15,571	36,889
T6-051	80,145	159,910	19,839	15,727	39,088	16,047	15,529	36,713
T6-057	7,610	43,915	18,229	15,629	38,269	17,847	15,609	37,579
T6-061	7,739	44,565	18,316	15,634	38,528	17,793	15,606	37,588
T6-064	66,088	272,786	18,828	15,636	38,884	14,378	15,390	33,157
T6-067	12,886	23,075	18,425	15,612	38,399	17,803	15,579	38,049
T6-069	24,048	49,491	18,667	15,637	38,583	17,478	15,574	37,815
T6-075	31,172	148,612	18,678	15,672	39,093	16,533	15,554	35,905
T6-076	17,370	72,853	18,581	15,665	39,047	17,423	15,602	37,532
T6-077	58,283	151,286	18,991	15,651	38,992	16,082	15,498	36,624
T6-079	16,229	57,834	19,014	15,699	39,007	17,897	15,637	37,767
T6-082	42,727	126,443	18,971	15,657	38,975	16,811	15,543	36,970
T6-084	32,739	229,382	19,071	15,674	40,537	16,970	15,559	35,941
T6-086	32,780	137,769	18,663	15,681	39,064	16,413	15,557	36,116
T6-087	33,878	113,701	18,958	15,655	38,953	17,294	15,568	37,202
T6-089	28,104	45,413	18,756	15,621	38,610	17,380	15,549	37,912
T6-092	105,516	694,356	20,596	15,752	41,718	13,894	15,386	27,945
T6-096	45,972	209,990	19,162	15,641	39,528	17,054	15,531	36,504
T6-101	22,097	94,627	18,824	15,652	38,944	17,765	15,596	37,519
T6-104	71,288	215,067	20,180	15,708	39,827	16,773	15,530	36,600
T6-106	31,519	82,284	19,181	15,656	39,288	17,685	15,578	38,062

Table C10. Isotopic composition of Hf-in-zircon in from granitoids of western Uzbek Tien Shan.

N	Sample	U-Pb Age t (Ma)	Measured Lu-Hf ratios						$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\pm 1\text{SD}$	$\epsilon\text{Hf}(t) \pm 1\text{SD}$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}} (\text{Ga})$	$T_{\text{R}}^{\text{C}} (\text{Ga})$	
			$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} \pm 1\text{SD}$								
1	T6-001	277	0,282895	0,00013	0,0012	0,0003	0,05	0,01	0,282888	0,00014	11,0	2,6	0,51	0,63	0,19
2	T6-003	311	0,282714	0,00024	0,0009	0,0004	0,03	0,01	0,282708	0,00024	5,5	7,5	0,76	1,01	0,41
3	T6-007	382	0,282991	0,00004	0,0072	0,0015	0,28	0,07	0,282940	0,00004	14,3	1,5	0,44	0,47	0,10
4	T6-009	505	0,282853	0,00003	0,0036	0,0007	0,16	0,04	0,282819	0,00003	12,7	1,1	0,61	0,67	0,11
5	T6-010	288	0,282615	0,00002	0,0008	0,0003	0,03	0,01	0,282611	0,00002	0,7	0,7	0,90	1,27	0,61
6	T6-013	282	0,282958	0,00006	0,0012	0,0006	0,04	0,02	0,282952	0,00006	12,5	12,4	0,42	0,51	0,14
7	T6-016	276	0,282749	0,00020	0,0019	0,0006	0,07	0,02	0,282738	0,00021	5,5	5,9	0,73	0,97	0,43
8	T6-017	286	0,282646	0,00006	0,0019	0,0006	0,09	0,04	0,282635	0,00006	2,3	0,2	0,88	0,15	0,55
9	T6-020	438	0,283015	0,00006	0,0022	0,0014	0,07	0,04	0,282998	0,00005	16,0	2,0	0,35	0,36	0,07
10	T6-021	274	0,282603	0,00001	0,0014	0,0005	0,06	0,02	0,282596	0,00001	-0,3	0,6	0,93	1,32	0,66
11	T6-022	286	0,282601	0,00004	0,0013	0,0004	0,06	0,01	0,282593	0,00004	0,0	1,6	0,93	1,31	0,64
12	T6-026	294	0,282591	0,00003	0,0009	0,0002	0,03	0,01	0,282585	0,00003	-0,2	1,1	0,94	1,33	0,65
13	T6-036	276	0,282756	0,00002	0,0010	0,0002	0,04	0,01	0,282751	0,00002	5,3	1,0	0,70	0,96	0,43
14	T6-040	273	0,282499	0,00002	0,0007	0,0003	0,03	0,01	0,282496	0,00002	-3,8	0,8	1,06	1,54	0,78
15	T6-042	283	0,282635	0,00003	0,0008	0,0001	0,03	0,01	0,282631	0,00003	1,2	0,9	0,87	1,23	0,59
16	T6-047	269	0,282553	0,00006	0,0014	0,0004	0,06	0,02	0,282546	0,00006	-2,0	1,9	1,00	1,43	0,73
17	T6-050	321	0,282601	0,00003	0,0010	0,0001	0,04	0,01	0,282595	0,00003	0,9	0,9	0,92	1,28	0,60
18	T6-051	298	0,282634	0,00004	0,0019	0,0008	0,08	0,04	0,282625	0,00004	0,5	2,3	0,90	1,26	0,64
19	T6-057	315	0,282641	0,00006	0,0011	0,0004	0,04	0,01	0,282634	0,00007	0,5	0,3	0,87	1,20	0,56
20	T6-061	422	0,282480	0,00003	0,0010	0,0003	0,04	0,01	0,282472	0,00002	-1,3	0,8	1,09	1,50	0,67

Table C10. Continued

N	Sample	U-Pb Age t (Ma)	Measured Lu-Hf ratios						$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\pm 1\text{SD}$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 1\text{SD}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (Ga)	$T_{\text{R}}^{\text{C}}$ (Ga)
			$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\text{SD}$							
21	T6-064	420	0,282425	0,00004	0,0010	0,0002	0,04	0,01	0,282418	0,00004	-3,0	1,5	1,17	1,62	0,74
22	T6-064A	420	0,282442	0,00003	0,0008	0,0003	0,03	0,01	0,282435	0,00004	-2,6	1,3	1,14	1,58	0,72
23	T6-067	304	0,282629	0,00002	0,0010	0,0003	0,04	0,01	0,282623	0,00002	1,4	0,7	0,88	1,23	0,58
24	T6-069	311	0,282629	0,00005	0,0012	0,0002	0,04	0,01	0,282622	0,00005	1,8	1,2	0,89	1,22	0,56
25	T6-075	429	0,282345	0,00006	0,0009	0,0002	0,04	0,01	0,282338	0,00006	-6,4	2,6	1,28	1,81	0,85
26	T6-076	416	0,282470	0,00002	0,0010	0,0003	0,04	0,01	0,282462	0,00002	-1,8	0,8	1,11	1,53	0,69
27	T6-077	314	0,282701	0,00003	0,0009	0,0003	0,04	0,01	0,282696	0,00003	4,2	1,2	0,78	1,06	0,47
28	T6-079	429	0,282437	0,00004	0,0021	0,0005	0,09	0,02	0,282420	0,00004	-3,0	1,3	1,19	1,61	0,76
29	T6-081	314	0,282585	0,00014	0,0012	0,0007	0,04	0,02	0,282577	0,00014	0,8	3,9	0,95	1,31	0,60
30	T6-082	318	0,282721	0,00002	0,0012	0,0003	0,05	0,01	0,282714	0,00002	4,9	0,1	0,76	1,02	0,44
31	T6-083	320	0,282783	0,00003	0,0016	0,0006	0,06	0,02	0,282774	0,00003	7,1	1,1	0,68	0,88	0,36
32	T6-084	401	0,282671	0,00007	0,0024	0,0005	0,11	0,02	0,282654	0,00007	4,4	3,0	0,86	1,11	0,46
33	T6-086	428	0,282439	0,00002	0,0017	0,0004	0,07	0,02	0,282425	0,00002	-2,9	1,1	1,17	1,60	0,75
34	T6-087	309	0,282700	0,00002	0,0007	0,0001	0,03	0,00	0,282696	0,00002	4,0	0,8	0,78	1,07	0,47
35	T6-089	308	0,282650	0,00006	0,0013	0,0003	0,05	0,01	0,282643	0,00006	2,2	2,1	0,86	1,19	0,55
36	T6-092	397	0,282663	0,00006	0,0024	0,0006	0,10	0,03	0,282644	0,00005	4,3	1,8	0,87	1,13	0,47
37	T6-096	289	0,282568	0,00003	0,0014	0,0006	0,06	0,03	0,282560	0,00003	-1,2	1,0	0,98	1,39	0,69
38	T6-101	302	0,282579	0,00002	0,0010	0,0001	0,04	0,01	0,282573	0,00002	-0,4	0,5	0,95	1,35	0,65
39	T6-104	301	0,282588	0,00003	0,0012	0,0002	0,05	0,01	0,282581	0,00003	-0,2	1,0	0,95	1,33	0,65
40	T6-106	299	0,282522	0,00005	0,0011	0,0002	0,04	0,01	0,282516	0,00005	-2,5	1,7	1,04	1,48	0,74