

**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО  
ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН**

**ТАШКЕНТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ (ТГТУ) им. Абу Райхона Беруни**

**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РЕСПУБЛИКИ  
УЗБЕКИСТАН ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ**

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ»**

**К. УРУНБАЕВ, И. Б. ТУРАМУРАТОВ**

**ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ  
И ОРУДЕНЕНИЕ**  
**(на примере Чаткало-Кураминских гор)**

**МАЖБУРИЙ НУСХА**

Ташкент 2012

УДК 551.3(575.1)  
ББК 26.3  
У86

*Геодинамика Узб-из*

**Урунбаев К., Турамуратов И.Б.,**

**Геодинамика, магматизм и оруденение (на примере Чаткало-Кураминских гор) / К.Урунбаев, И.Б.Турамуратов; отв. ред. Б.А.Исаходжаев; МВ и ССО РУз, Ташк. Гос. техн. ун-т им. Абу Райхона Беруни, Государственный комитет Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам, ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов». - Т.: ГП «НИИМР», 2011. - 120 с.: [24] илл., [16] табл., [4] прилож., библиогр. - 96 назв.**

Книга посвящена исследованию триады: геодинамика–магматизм–оруденение как единого процесса. Описаны плутонические магматические комплексы домезозойского фундамента Чаткало-Кураминских гор. В определении геодинамических условий развития палеозойского магматизма региона использованы индикаторные особенности породообразующих, акцессорных минералов и профилирующие элементы. Выделены генетические типы гранитоидов и ассоциирующие с ними эндогенно-рудные формации. Исходя из геодинамических условий развития палеозойского магматизма, выделены рудно-магматические системы благородных и цветных металлов. На уровне изотопной геологии рассматриваются проблемные вопросы металлогении – связи магматизма, оруденения и пути их решения.

Для специалистов, изучающих магматические формации, их рудоносность, условия образования и закономерности размещения в земной коре.

УДК 551.3(575.1)  
ББК 26.3

*Ответственный редактор*

доктор геолого-минералогических наук, профессор **Б.А.Исаходжаев**

*Рецензенты*

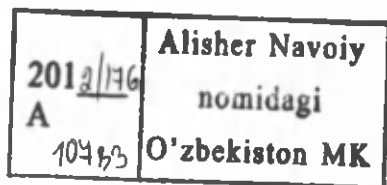
доктор геолого-минералогических наук, профессор **Р.Н.Абдуллаев**

кандидат геолого-минералогических наук **Р.Г.Юсупов**

кандидат геолого-минералогических наук **Р.Х.Миркамалов**

У 51538  
491  
ISBN 978-9943-364-21-9

© К.Урунбаев, 2012  
© И.Б.Турамуратов, 2012  
© Государственное предприятие  
«Научно-исследовательский институт  
минеральных ресурсов», 2012



## ОТ РЕЦЕНЗЕНТОВ

Монография посвящена вопросам геодинамики, магматизма и оруденения Чаткало-Кураминских гор. Она базируется на обобщении результатов геологических съемок различного масштаба, тематических исследований и фактического материала, собранных авторами. Описаны гранитоидные комплексы домезозойского фундамента Чаткало-Курамы.

Представители научной школы Х.М. Абдуллаева считают, что «рудогенез есть конечный продукт петрогенеза». В соответствии с этим авторами впервые рассмотрена триада геодинамика–магматизм–оруденение как единый процесс. Естественно, такой подход к решению столь сложной проблемы геологии вызывает дискуссию и неоднозначность толкования отдельных фактов. Но все это не помешало авторам объективно решить поставленные задачи.

При описании гранитоидных комплексов основное внимание уделено тонким, сугубо минералого-геохимическим, на уровне изотопной геологии, аспектам пород комплексов. Именно на этой основе, т. е. вещественно-минералогических исследований, сделана попытка охарактеризовать главные генетические типы палеозойских гранитоидов как индикаторов геодинамических условий развития региона и их связи с эндогенным оруденением.

Определены минералого-геохимические факторы как показатели геодинамических обстановок. Состав газовой-жидких включений, законсервированных в породообразующих минералах и рудном кварце, использован для выявления связи магматизма с оруденением. Выделены рудно-магматические системы этапов развития Туркестанского палеоокеана.

Книга рассчитана на специалистов широкого профиля, изучающих магматические комплексы и ассоциирующие с ними месторождения полезных ископаемых, а также магистров и студентов ВУЗов старших курсов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография содержит результаты исследований сотрудников кафедры «Геология полезных ископаемых и разведочные работы» факультета «Геология и горное дело» Ташкентского государственного технического университета им. Абу Райхона Беруни, а также исследователей, в разные годы проработавших в системе Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам. Как самостоятельный проект, она включена в тематический план Госкомгеологии, выполнена по инициативе проректора по научной работе ТГТУ профессора К.Н.Норкуловой и при поддержке Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам в свете исполнения Указов Президента Республики Узбекистан И.А.Каримова «О мерах по коренному совершенствованию организации геологоразведочных работ и деятельности Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам» от 17.01.2007 г. № ПП-568 и «О мерах по дальнейшему повышению эффективности системы организации и проведения геологоразведочных работ» от 27.08.2010 г. № ПП-1396, а также решения Министерства высшего и среднего специального образования Республики Узбекистан об улучшении подготовки кадров в области геологии от 28.02.2007 г. № 36/35.

Работа является глубоким петрографо-минералого-геохимическим научным исследованием. В ней детально описываются магматические комплексы с использованием новых минералого-геохимических и петрографических данных.

В монографии в определенной последовательности рассматриваются геодинамические условия формирования магматических комплексов – от древних к молодым и ассоциирующим с ними эндогенно-рудных формаций, исходя из их вещественного состава, как единый взаимосвязанный геологический процесс: геодинамика–магматизм–оруденение. Такой подход, естественно, вызовет дискуссию и неоднозначность толкования отдельных фактов, положений и т. д. Но, на наш взгляд, это единственный путь объективного анализа таких многообразных и сложных явлений как геодинамика, магматизм и оруденение. Геологические исследования базируются на фактах, составляющих основу различных геологических карт, схем, диаграмм. Плутонические комплексы региона описываются соответственно геологической карте Чаткало-Кураминских гор (масштаб 1:200000, 2010 г.), составленной авторами на базе геологической карты Узбекистана (масштаб 1:500000, ред. Т.Ш.Шаякубов, 2000 г.), а для прилегающих площадей Узбекистана – геологической карте Чаткало-Кураминских гор (масштаб 1:200000, ред. В.И.Ткачев, 2004 г.).

Несмотря на ряд сложностей (стыковка разномасштабных карт), основными понятиями, заложенными в работе, являются «комплекс» и «свита». Их объем и возраст фактически остаются прежними, указанными на вышеназванных картах (Приложение 1).

В основу монографии положены материалы, собранные авторами в течение последних 20-30 лет. Используются сведения из различных справочников, монографических трудов и многочисленных статей, опубликованных в разные годы многочисленными исследователями.

Авторы выражают глубокую благодарность профессору К.Н.Норкуловой и всем сотрудникам кафедры «Геология полезных ископаемых и разведочные работы» факультета «Геология и горное дело» ТГТУ, содействовавшим публикации этой книги. Особая признательность главному геологу ГП «Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция» Госкомгеологии А.И.Рустамову, начальнику Чилмайрамской партии В.И.Вакалу, директору ГП «НИИМР» М.У.Исокову за поддержку в издании. Вопросы геодинамики региона и эндогенно-рудных формаций обсуждались с академиком Т.Н.Далимовым, профессором Р.Н.Абдуллаевым, кандидатами наук Ю.В.Михайловой, Р.Г.Юсуповым, конструктивные замечания которых существенно улучшили качество работы. Всем им авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Работа публикуется при содействии ГП «НИИМР» Госкомгеологии Республики Узбекистан.

# Глава I. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МАГМАТИЗМЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

## Постановка вопроса

Горнорудная промышленность Чаткало-Кураминского региона имеет многовековую историю (Массон, 1934; Исламов, 1955 и др.). Однако ее систематическое геологическое изучение началось после 20-х годов минувшего столетия. До сороковых годов в этом регионе исследования проводили Д.Ш.Щербаков, Б.Н.Наследов, Ф.И.Вольфсон, Ю.А.Арапов, С.Ф.Машковцев, А.В.Королев, А.С.Уклонский, В.И.Попов, а также многие другие геологи Таджикско-Памирской экспедиции. Особенно важны разработки Б.Н.Наследова (1935), отраженные в его фундаментальном труде «Кармазар», где приведены первые оригинальные данные о составе, химизме, формах тел гранитоидов, сиенитов, порфиритовых образований верхнего палеозоя Кармазара. В это же время появляется общеизвестная работа В.И.Попова «История поднятий и депрессий Западного Тянь-Шаня», в которой намечена связь магматических процессов с тектоническими движениями, впервые отмечен факт скольжения (омоложения) возраста магматизма с севера (Северный Тянь-Шань) на юг (Южный Памир). Полученные вышеупомянутыми исследователями результаты сыграли большую роль в познании рассматриваемой территории как промышленной сырьевой базы цветных (Au, Cu, Mo, Pb, Zn) и редких (As, Bi, F) металлов.

Следующий практически новый этап в изучении магматизма Чаткало-Кураминского региона начался в конце 40-х – начале 50-х годов. С этого времени геолого-съемочные и разведочные работы проводятся вместе с петролого-минералогическими. К числу первых петролого-минералогических исследований данного этапа относится работа И.Х.Хамрабаева по петрографии малых интрузий и связанных с ними постагматических образований гор Моголтау.

Определенное значение для познания петролого-металлогенического анализа продуктов магматизма и эндогенного оруденения региона имели труды А.В.Королева, А.В.Пуркина, М.Г.Калабиной, В.А.Терентьева и др.

Важное значение имели исследования, проведенные Х.М.Абдуллаевым и последователями его школы. Анализ взаимоотношений гранитоидов и оруденения привел ученого к выводу о генетической связи определенных типов оруденения с гранитоидами (Абдуллаев, 1954). В его работах большое внимание уделено Чаткало-Кураминскому региону. К этому периоду относятся работы Кураминской петролого-металлогенической партии (Узгеолуправление) по изучению магматизма и металлогении Чаткало-Кураминского региона, осуществленные Т.М.Мацокиной, Ф.Ш.Раджабовым, М.А.Ахмеджановым, А.С.Аделунгом, А.А.Малаховым, И.М.Мирходжаевым, В.Г.Гарьковцом, О.П.Горьковым и многими другими под руководством академика Х.М.Абдуллаева. Результаты исследований легли в основу коллективной монографии «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминского региона» (1958), не утратившей значения и в настоящее время.

Петрографией некоторых интрузивов правобережья р. Ангрэн Алмалыкского района и гор Чимган занимались И.М.Исамухамедов, А.Х.Халматов, А.А.Кустарникова, О.М.Борисов, А.В.Покровский, Э.Б.Алиев и др. Эти исследователи делают вывод о

происхождении интрузивов из кислой магмы аляскитоидного состава. Решающую роль в первичном разнообразии гранитоидов они отводят процессам ассимиляции вмещающих пород.

В те же годы специализированная экспедиция ИГЕМа (П.С.Козлова, И.М.Воловикова, О.П.Елисеева, Г.А.Лисицына) под руководством И.Е.Сморчкова изучала акцессорные минералы, редкие и рассеянные элементы отдельных гранитоидных массивов региона. Ими на примере Чаркасарского, Самгарского, Шайданского массивов рассмотрена возможность пространственно-временной сопряженности редкометального (урановое) оруденения с аляскитами; определен абсолютный возраст так называемых «шайданских» гранитов.

Магматизм, акцессорные минералы, редкие и рассеянные элементы некоторых интрузивов Бурчмуллинского рудного узла изучены Н.А.Лосевым, Ангрэнского – Р.А.Юсуповым. Результаты исследований позволили им составить схемы развития магматизма для упомянутых участков, принципиально отличающиеся от существующих, и выявить новые акцессорные минералы – чаткалит, хамрабаевит и др.

Петролого-геохимические исследования средне-верхнекарбонových интрузивных пород Северо-Восточного Карамазара, пермских аляскитов и Бабайобских сиенидитов проводили С.М.Бабаходжаев, И.В.Карпенко, А.Н.Белов и др. Получены важные результаты, позволяющие выявить вещественную природу этих интрузивных комплексов и роль фациальности пород при распределении в них редких элементов.

Имеющиеся до 1964 г. результаты силикатных анализов верхнепалеозойских магматических пород региона обобщены в «Петрографии Узбекистана» (1964, Т. I и II). Несмотря на некоторые недостатки (схематичность, отсутствие данных абсолютного возраста и геохимии), эта сводка имеет большое практическое значение.

Результаты исследований (до 1980 г.) по фациально-формационной принадлежности, минералогии и геохимии палеозойского интрузивного магматизма Чаткало-Кураминского региона отражены в монографиях «Гранитоидные формации Узбекистана» (Азимов, Урунбаев, 1970), «Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня» (Козырев и др., 1972), «Каталог интрузивных пород Узбекистана» (Урунбаев, Айзенштат, 1975, Ч. 1), «Геохимия пород интрузивного магматизма» (Юсупов, 1983) и др. В этих работах рассматриваются вопросы петрографии и геохимической специализации большинства интрузивов региона.

Накопившийся новый минералого-геохимический материал позволил сформулировать положение о петролого-геохимических критериях рудоносности магматических комплексов (Хамрабаев, 1969), произвести фациально-формационный анализ магматических пород Узбекистана (Далимов, Айзенштат, 1977) и на основе их предполагаемой связи с составом земной коры и геодинамическими режимами развития региона выделить три генетических типа гранитоидов Узбекистана (Урунбаев, 1982, 1991). Наряду с интрузивами Чаткало-Кураминского региона изучаются и вулканогенные породы. Особенно следует отметить исследования О.В.Андерсона, В.А.Арапова, А.Е.Антонова, Т.Н.Далимова, В.Н.Коржаева, М.Х.Кадырова, Н.И.Лаверова, В.В.Михайлова, К.А.Рахманова, К.Урунбаева, В.И.Ткачева, А.Р.Ярмухамедова и др.; ими выявлены общие закономерности развития и рудоносность вулканизма в регионе, произведено фациально-формационное расчленение вулканитов ( $C_1$ -P). Результаты этих работ обобщены в коллективных монографиях: «Вопросы палеовулканизма

Узбекистана» (1968), «Вулканогенные формации Узбекистана» (1971), «Земная кора Узбекистана» (1974), «Кислый вулканизм складчатых областей» (на примере Среднего и Южного Тянь-Шаня, 1981), «Вулканизм Западного Тянь-Шаня» (1988), «Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня» (2010) и др. Необходимо особо отметить известную работу Н.П.Васильковского «Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня» (1952). На основе этой работы Чаткало-Кураминский регион стал рассматриваться как вполне индивидуальная провинция континентального магматизма. Учитывая, что петрологические, минералого-геохимические данные часто имеют консервативный характер, то важность их правильной интерпретации станет очевидной. Магматизм и его продукты оказались главным фактором не только в определении рудоносности конкретных регионов, но и надежным индикатором геодинамических обстановок геологического прошлого. В этой ситуации возникает острая необходимость анализа вещественного состава продуктов магматизма. Именно этой позиции и придерживаются авторы монографии.

Проявившиеся и бурно прогрессирующие в 70-80 годах прошлого столетия представления о новой глобальной тектонике оказали определенное влияние на мнение геологической общественности Средней Азии. В настоящее время образование Тянь-Шаньской складчатой системы объясняется сугубо с позиций тектоники плит. В ее эволюции намечаются проявления нескольких разновозрастных океанических бассейнов, одним из которых является Туркестанский палеоокеан, заложенный в  $O_2-S_1$  время на меланократовом фундаменте. Чаткало-Кураминский регион составляет его северное обрамление и рассматривается как активная окраина палеоокеана. Естественно, его эволюция теснейшим образом связана с эволюцией палеоокеана. В этом плане в регионе в верхнем палеозое в результате субдукции океанической коры под Курамино-Ферганский срединный массив закладывался Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс со всеми присущими ему особенностями. Исследователями за основу палеовулканических построений принимается комплекс и свита. Результаты минералого-геохимических и изотопных исследований показали, что один и тот же комплекс или свита, но из разных тектонических структур, обладают различными особенностями, выявление которых немислимо без проведения тонких минералого-геохимических исследований на уровне изотопной геологии.

### **Региональные геологические особенности Чаткало-Кураминского региона**

К региональным особенностям относятся геологическое строение, тектоника, группа магматитов краевого вулканоплутонического пояса, глубинное строение земной коры и т. д. Под Чаткало-Кураминским регионом большинство исследователей понимает территорию современных хребтов Пскемского, Чаткальского, Кураминского и гор Каржантау, Моголтау. Естественными границами региона на востоке является Таласо-Ферганский, а на западе Жамско-Чимкентские разломы. Южная граница проводится по зоне Южно-Ферганского разлома, северная закрыта чехлом мезозой-кайнозой и определяется по интенсивным гравитационным и магнитным аномалиям.

Впервые В.И.Попов (1938) разделил Чаткало-Кураминский регион на две структурно-формационные зоны: Чаткальскую и Кураминскую, различающиеся набо-

ром магматических формаций, масштабами, эндогенной металлогенией и другими признаками. Эта схема принималась до конца прошлого столетия практически во всех тектонических и металлогенических построениях и картах, за исключением Н.П.Васильковского (1952). Сравнительный анализ на уровне комплексов и свит палеозойских магматических формаций обеих зон показывает, что эти отличия довольно существенны. Впервые в региональном масштабе они были подмечены В.А.Араповым и Т.М.Мацокиной, а в последующем в результате детальных тематических исследований подтверждены работами Р.Н.Абдуллаева, А.Е.Антонова, В.В.Михайлова, В.Н.Коржаева, В.И.Ткачева и др.

С конца 60-х годов регион рассматривался с позиций эпикаледонского срединного массива с наложенным краевым Бельтау-Кураминским вулканоплутоническим поясом (Абдуллаев, Борисов, 1962). Представление о Чаткало-Кураминском регионе как части Бельтау-Кураминского или Кызылкумо-Кураминского вулканического пояса твердо формируется в конце 70-х годов (А.К.Бухарин, В.А.Арапов, Е.Д.Карпова, И.В.Мосоковский и др.). По Е.Д.Карповой (1966), он протягивается от Центральных Кызылкумов до Чаткальского хребта и гор Моголтау (длина от 1300 до 1500 км, ширина 150-300 км). Пояс повсеместно наложен на складчатый фундамент Фергано-Кураминского срединного массива.

Огромную роль в геологическом строении и размещении продуктов верхнепалеозойского магматизма и связанного с ним оруденения играет сложная блоковая тектоника (В.А.Арапов, В.П.Коржаев, В.И.Михайлов). Эта система доверхнерифейских регматических глубинных разломов, разбивших площадь на серию блоков и обусловивших появление вулканотектонических структур: грабенов, приразломных депрессий, кальдер, мульд оседания, горстов, антиклиналей и др. По их мнению, геологическое строение и магматизм региона в верхнем палеозое, а также формирование вулканоплутонических комплексов и эндогенной рудной формации – следствие блоковых тектонических процессов. В результате этого в С<sub>1</sub> появляется первая серия субмеридиональных грабенов (Угам-Кумбельский, Такелийский, Гавасайский, Кассанский), в которых происходит аккумуляция осадков уинской, минбулакской свит мощностью 1,7-2 км. На заключительных стадиях развития в их центральной и бортовой частях формируются среднекарбонные (Чаткальский, Келемчекский и Кармазарский) плутонические комплексы. Таким образом, система субмеридиональных разломов, с одной стороны, образует грабены как моногенные, так и полигенные, а с другой – контролирует наиболее ранний андезитовый, базальт-андезитовый магматизм (уинской, минбулакской свит) в пределах Угам-Кумбельского и Чаткальского районов.

В настоящее время в Чаткало-Кураминском регионе выделяются четыре геолого-географических района: Чаткальский, Угам-Кумбельский, Кураминский и Кассан-Каратерекский, существенно отличающиеся магматизмом и рудоносностью (рис. 1, табл. 1).

Синтез опубликованных материалов о геологическом строении Чаткало-Кураминского региона и анализ записки к Геологической карте Узбекистана («Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана», 2000) показывают, что в домезозойском геологическом строении региона участвуют осадочные, осадочно-вулканогенные и плутонические образования от докембрия до перми включительно.

Осадочные и осадочно-вулканогенные глубоко метаморфизованные породы, условно относимые к нижнему и, частично, среднему протерозою, установлены в Кассан-Каратерекском районе: терексайская, семизсайская, иштанбердинская и



каратерекская свиты. Первые две сложены мрамором (300-500 м), остальные – комплексом размытых сланцев, кварцитов, метапесчаников с прослоями метабазитов и амфиболитов (2000-2200 м). К образованиям рифей-вендского возраста относятся различные конгломераты, гравелиты мурсашской свиты в Чаткальском и глинисто-серпичитовые сланцы Дубирсайской толщи в Кассане. В этих геолого-географических районах установлены различные конгломераты с обломками гранитоидов и вулканитов, относимые к венду, – шорасуйская свита, а также углисто-глинисто-кремнистые сланцы с долеритовыми телами в основании – сандалашская свита кембрий-ордовикского возраста. Породы средне-верхнего (неразделенные) отделов ордовика – известняки, доломиты с прослоями миндалекаменных диабазов описаны в составе бабаджанской и бешторской свит, а биотит-альбит-кварцевые сланцы в Кураминском районе.

Осадочно-вулканогенные образования верхнего отдела ордовика в виде маломощных диабазов и андезитов описаны в составе осадочно-терригенной формации аюторской и кайракской свит.

Силурийская система встречается, главным образом, в Кураминском районе (урубалакская свита) и эпизодично – в Чаткальском; представлена ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и полосчатыми известняками.

Достаточно беглый обзор и анализ состава осадочных и осадочно-вулканогенных формаций нижнего и среднего палеозоя показывает, что за это время в Чаткало-Кураминском регионе магматизм развивался очень слабо. Следовательно, есть основания полагать, что в это время регион представлял пассивную окраину северного Киргизско-Терской палеоокеана, которая закрылась в конце силура.

Дальнейшая история геологического развития и магматизм Чаткало-Кураминского региона происходят в ином плане. Они связаны с эволюцией Туркестанского палеоокеанического бассейна, заложившегося в  $O_2-S_1$  путем раскола и раздвига древнего кристаллического основания (Буртман, 1976; Абдуллаев, Базарбаев, Далимов, 1989). В этом плане Чаткало-Кураминский регион относится к северной активной окраине Туркестанского палеоокеана. Эта точка зрения разделяется многими исследованиями, в т. ч. и авторами. В результате субдукционных процессов океанической коры Туркестанского палеобассейна под Киргизский микроконтинент на территории Чаткало-Кураминских гор широко проявлен верхнепалеозойский магматизм, объединенный в несколько этапов.



Рис. 1. Схема тектонического районирования Чаткало-Кураминского региона. Геолого-географические районы: I – Чаткальский, II – Угам-Кумбельский, III – Кураминский, IV – Кассан-Каратерекский (Северо-Чаткальский). 1 – разломы (цифры на рисунке): 1 – Угамский, 2 – Кумбельский, 3 – Арашанский, 4 – Нижнечаткальский, 5 – Чанакский; 2 – коренные выходы домезозойских пород.

Схема формирования палеозойского магматизма Чаткало-Кураминских гор

Эра	Система	Отдел	Геолого-географический район							
			Чаткальский		Угам-Кумбельский		Кураминский		Кассан-Каратерекский	
			осадочные и вулканические	плутонические и субвулканические	осадочные и вулканические	плутонические и субвулканические	осадочные и вулканические	плутонические и субвулканические	осадочные и вулканические	плутонические и субвулканические
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Палеозойская	Пермская	Нижний	Арашанский комплекс $e\gamma P_1$ а Гранит, лейкограниты	Кызылнуринская свита $P_1$ kz Туфы, игнимбриты, реже, лавы трахи риолитов, рилитов, риодацитов и трахириодацитов (260-275 млн лет K-Ar, 270±3 млн лет Kb-Sr)	Арашанский комплекс $e\gamma P_1$ а Гранит, лейкограниты	Кызылнуринский субвулканический комплекс $t\lambda P_1$ kz Гранит-порфиры, риолиты, трахириолиты (270±3 млн лет Rb-Sr)	Кызылнуринская свита $P_1$ kz Туфы, игнимбриты, реже, лавы трахилитов, риолитов и трахириодацитов	Арашанский комплекс $e\gamma P_1$ а Гранит, лейкограниты (249-298 млн лет K-Ar, 258±10 млн лет Rb-Sr)	Чикурская свита $P_1$ чк Песчаники, алевролиты, глины и редкие прослои известняков	Арашанский комплекс $e\gamma P_1$ а Гранит, лейкограниты
				Шурабаская свита $P_1$ sz Лавы и туфы трахибазальтов, базальтов, андезитов, трахитов с прослоями вулканических песчаников	Бабайобский комплекс $\mu P_1$ в Диориты, сиенодиориты, граносиениты. Актелинский массив габбро-диориты и диориты (265-272±5 млн лет K-Ar)			Шурабаская свита $P_1$ sz Лавы и туфы трахибазальтов, базальтов, андезитов, трахитов с прослоями вулканических песчаников (230-278 млн лет K-Ar, 281±5 млн лет Rb-Sr)		
			Равашская свита $P_1$ gv Трахибазальты, трахидолериты, долериты, туфы, игнимбриты	Шурабаский субвулканический комплекс $t\alpha P_1$ sz, $t P_1$ sz, $q\lambda P_1$ sz Трахиандезиты, трахибазальты, андезиты	Улукская свита $P_1$ ul Песчаники, алевролиты, конгломераты					
			Оясайская свита $P_1$ os Туфы, игнимбриты, лавы риолитов, трахириолитов, трахириодацитов	Оясайский субвулканический комплекс $\lambda P_1$ os Гранит-порфиры, трахириолиты	Оясайская свита $P_1$ os Туфы, игнимбриты, лавы риолитов, трахириолитов, трахириодацитов	Оясайский субвулканический комплекс $\lambda P_1$ os Гранит-порфиры, трахириолиты				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Палеозойская Каменноугольная	Пермская	Нижний	Каттабурабельская, Каенсуйская свиты P, kt Конгломераты, песчаники, гравелиты с линзами известняков						Каттабурабельская, Каенсуйская свиты P, kt Конгломераты, песчаники, гравелиты с линзами известняков. Мамайская свита P, mpt. Массивные детритовые известняки		
		Верхний			Каржантауская свита C, kr Трахибазальты, трахириолиты, трахиты и их туфы			Гушсай-Куюндинский комплекс qh C, qk, ydх C, qk Гранодиорит-порфиры (278 млн. лет Rb-Sr)			
		Средне-верхний			Надакская свита C <sub>2,3</sub> nd Трахиандезит, дацит			Надакская свита C <sub>2,3</sub> nd Трахиандезит, дацит (281±10 млн. лет K-Ar, 295±3 млн. лет Rb-Sr)			
	Средний	Каменноугольная		Кызылсайский комплекс γ-γδ C, k Гранодиорит-адамеллит (293±14 млн. лет Rb-Sr)			Кызылсайский комплекс γ-γδ C, k Гранодиорит-адамеллит			Кызылсайский комплекс γ-γδ C, k Гранодиорит-адамеллит (295-313 млн. лет K-Ar)	Кызылсайский комплекс γ-γδ C, k Гранодиорит-адамеллит
			Акчинская свита C <sub>2</sub> ak Трахиандезиты, андезиты		Акчинская свита C <sub>2</sub> ak. Покровы игнимбригов и туфов дацитового, андезитового состава (292-303 млн. лет K-Ar)		Карамазарский комплекс qh C <sub>2</sub> kr Гранодиориты, Гавасайский массив (268-285 млн. лет Rb-Sr)	Акчинская свита C <sub>2</sub> ak Покровы риодацитового и риолитового состава	Карамазарский комплекс qh C <sub>2</sub> kr Гранодиориты (284-305 млн. лет K-Ar)		
			Минбулакская свита C <sub>2</sub> mb Базальты, трахибазальты, андезиты	Чаткальский комплекс γδ C, δ Гранодиорит Ихначский, Акбулакский массивы (315±14 млн. лет Rb-Sr, 307 млн. лет U-Pb)	Минбулакская свита C <sub>2</sub> mb Трахиандезиты, трахидациты, дациты, трахириолиты, риолиты		Келемчекский комплекс μC <sub>2</sub> kt Диорит, монцодиорит	Минбулакская свита C <sub>2</sub> mb Трахибазальт, трахиандезит, трахидацит, риолиты их туфы и игнимбриты (317±6 млн. лет K-Ar, 310±3 млн. лет Rb-Sr)	Келемчекский комплекс μC <sub>2</sub> kt Диорит, монцодиорит	Минбулакская свита C <sub>2</sub> mb Трахибазальт, трахиандезит, трахидацит, риолиты их туфы и игнимбриты	Чаткальский комплекс γδ C <sub>2</sub> δ Гранодиорит
			Сеславинская, Яхакская, Сурхатская свиты C <sub>2</sub> b Известняки, песчаники, алевролиты с примесью вулканического материала	Чукурсуйский комплекс δ C, δk Диорит, монцодиорит (315 млн. лет U-Pb)			Минбулакский субвулканический комплекс та C <sub>2</sub> mb Базальты, трахибазальты, риолиты, трахириолиты				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Палеозойская Каменноугольная	Нижне-средний				Свита Уя $C_{1,2}$ и Туфы, лавы трахибазальтов, базальтов, трахитов, андезитов с прослоями терригенных пород и известняков					
		Аксуйская, Машатская, Кельтемашатская, Койкебилтауская свиты $C_1 v_2$ -с Известняки глинистые, кремнистые; доломиты, алевролиты		Аксуйская, Машатская, Кельтемашатская, Койкебилтауская свиты $C_1 v_2$ -с Известняки глинистые, кремнистые; доломиты, алевролиты						
	Нижний	Ители иуинская свита $C_1 it$ Известняки с редкими прослоями		Ители иуинская свита $C_1 it$ Известняки с редкими прослоями известково-глинистых сланцев						
		Саргардонская, Ирисуйская, Кшикандинская, Кибрайская свиты $C_1 v_1$ Известняки с линзами кремней, аргиллиты, алевролиты		Саргардонская, Ирисуйская, Кшикандинская, Кибрайская свиты $C_1 v_1$ Известняки с линзами кремней, аргиллиты, алевролиты						
							Коксуйская, Талдыбулакская, Салляташская, Кульчулакская свиты $C_1 t+v$ Карбонатные отложения – известняки, доломиты с кремнем			
		Коксуйская, Темирбастауская, Талдыбулакская свиты $C_1 t$ Известняки, доломиты, конгломераты, глинистые известняки	Текецкий комплекс $\mu C_1 t$ Габбро-пироксениты, монцониты, сиениты (307-326 млн. лет K-Ar, 327 млн. лет U-Pb)	Коксуйская, Темирбастауская, Талдыбулакская свиты $C_1 t$ Известняки, доломиты, конгломераты, глинистые известняки	Алмалыкский комплекс $v C_1 \alpha$ ; $\mu C_1 \alpha$ Габбро-монцонит-сиенит (322-326±6 млн. лет K-Ar, 327±5 млн. лет U-Pb)		Алмалыкский комплекс $v C_1 \alpha$ ; $\mu C_1 \alpha$ Габбро-монцонит-сиенит (322-326±6 млн. лет K-Ar, 327±5 млн. лет U-Pb)			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Палеозойская	Девонская	Верхний	Тепарская, Коктеракская, Бричмуллинская, Чаватинская свиты D <sub>1</sub> fm Известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты		Тепарская, Коктеракская, Бричмуллинская, Чаватинская свиты D <sub>1</sub> fm Известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты		Джангальская, Джарбулакская, Умбетинская свиты D <sub>1</sub> f Барактынская, Каратагинская, Кульятинская свиты D <sub>1</sub> fm Чередующиеся известняки, доломиты, с редкими прослоями песчаников, алевролитов, мергелей				
						Кармазарская свита D <sub>1</sub> f Доломиты, известняки, мергели					
		Средне-верхний	Тюлькубашская свита D <sub>1-1</sub> II Полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники							Тюлькубашская свита D <sub>1-1</sub> II Полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники	
		Средний					Машрабская, Бустонская, Учанакская, Моголтауская свиты D <sub>1</sub> zv Конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы, доломиты				
	Ниже-средний						Агаджальская, Катрангинская, Калканатинская свиты D <sub>1-2</sub> Андезиты, дациты, риодациты	Калканата-Катрангинский субвулканический комплекс уба D <sub>1-2</sub> kk Гранодиорит-порфиры (395±4 млн. лет U-Pb)	Кугалинская, Арчако-нушская, Чарканакская свиты D <sub>1-2</sub> Андезиты, трахианде-зидациты и их туфы		
	Силурийская	Верхний						Кызатинский комплекс Iy S <sub>2</sub> - Дк Лейкограниты (418 млн. лет Rb-Sr) Каракиинский комплекс py S <sub>2</sub> k Плагмограниты (372±17 млн. лет K-Ar, 329 млн. лет Rb-Sr)			
								Башкызылсайский комплекс yd S <sub>2</sub> b5 Гранодиориты, адамеллиты (375-405±15 млн. лет K-Ar)			Китайульдинский комплекс py S <sub>2</sub> kt Плагмограниты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Палеозойская	Силурийская	Верхний						Бургундинский комплекс $\delta S_2$ , б Диориты		Алабука-Зексайский комплекс $\gamma \delta S_2 z$ Гранодиориты (420±3 млн. лет U-Pb)
		Нижний				Урунбулакская свита $S_1$ уг Аргиллиты, алевролиты, песчаники с линзами гравелитов и известняков			Терекский комплекс $\delta S_2$ 1 Диориты, кварцевые диориты	
	Ордовикская	Верхний	Аюторская свита $O_3$ а Кремнисто-глинистые сланцы с маломощными телами диабазов и андезитов				Кайракская свита $O_2$ кк Песчаники с пачками алевролитов			
		Средне-верхний	Бешторская свита $O_{2,1}$ бб Сланцы в средней части тела миндале-каменных диабазов, туфов основного и кислого состава Бабаджанская свита $O_{2,1}$ бб Известняки, доломиты, мрамор с прослоями глинистых и углистых сланцев				Курусайская свита $O_{2,1}$ кс Биотит-альбит-кварцевые сланцы и песчаники, алевролиты			
		Средняя								Торгайский комплекс $\alpha O_1$ t Серпентиниты
	Кембрий-ордовикская		Сандалашская свита $\epsilon-O_2$ сп Углисто-глинисто-кремнистые сланцы. В основании субвулканические тела долеритов						Сандалашская свита $\epsilon-O_2$ сп Углисто-глинисто-кремнистые сланцы. В основании субвулканические тела долеритов	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Протерозойская	Верхний	Венд	Шорасуйская свита V Sr Тиллитоподобные конгломераты, в цементе которых содержатся обломки гранитоидов, эффузивов, кристаллических сланцев						Шорасуйская свита V Sr Тиллитоподобные конгломераты, в цементе которых содержатся обломки гранитоидов, эффузивов, кристаллических сланцев	
		Рифей-венд	Мурсашская свита R-V mR Конгломераты, гравелиты перекрыты вулканогенно-осадочной толщей – трахибазальты, трахиандезиты						Дубырсайская толща R-V db Глинисто-серицитовые сланцы с прослоями алевролитов, песчаников и конгломератов	
		Рифей верхний		Бешторский комплекс Iry R <sub>1</sub> b Плагิโอграниты (859±22 млн. лет U-Pb, 882±15 млн. лет Rb-Sr)						
		Рифей нерасчлененный							Каритерекская свита R k1 сланцы с микрокварцитами с телами метабазитов	
								Иштамбердинская свита R iS Микросланцы с прослоями конгломератов, гравелитов, метаалевролитов, метапесчаников		
	Нижний								Семизсайская свита PR <sub>1</sub> sm <sub>1</sub> Плагноклаз-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, турмалином и амфиболитом	Сууктепинский комплекс qd PR <sub>1</sub> s Гнейсодиориты, амфиболиты
									Терексайская свита PR <sub>1</sub> tr Гранат-кварц-плагноклазовые сланцы, содержащие турмалин, амфибол	

Примечание. Схема составлена К.Урунбаевым, Р.А.Хамидовым (2009 г.) на основании личных исследований с использованием материалов В.А.Арапова, 1983 г.; Р.Ахунджанова и др. 1993 г.; М.Д.Гесь, 1971 г.; Т.Н.Далимова и др., 2003 г.; Т.Н.Далимова и Р.Н.Абдуллаева, 1985 г.; В.В.Козырева и др., 1972 г.; Я.М.Рафикова и А.А.Мусасва, 1995 г.; В.В.Михайлова, 2004 г.; К.А.Рахманова и др., 2003 г.; В.И.Ткачева и др., 2004 г.; «Каталог интрузивных массивов Узбекистана», 1976 г., Т. 1: «Магматические формации и фации Узбекистана», 1977 г.; Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана, 2000 г.

Раннедевонский этап характеризуется сокращением акватории Туркестанского палеобассейна, океаническая кора которого погружается под северный Киргизский микроконтинент по Южно-Ферганскому глубинному разлому. По современным данным, зона субдукции наклонена на север под углом 40-45° (Гесь, 2001). На этом этапе широко проявлен вулканизм – катрангинская и калканатинская свиты в Кураминском и кугалинская, арчакоушская и чарканакская в Кассан-Каратерекском районе. По мнению Т.Н.Далимова (2010), главные тектономагматические события в  $D_1$  – это сокращения Туркестанского палеобассейна и широкое развитие континентального вулканизма от гор Писталитау до района оз. Сонкуль.

Средний девон вплоть до нижнего карбона, именуемого «карбонатной паузой», характеризуется накоплением карбонатных отложений в Чаткальском и полимиктовых конгломератов и песчаников – Кассан-Каратерекском районах. С конца этапа непосредственная связь этой территории с Туркестанским океаническим бассейном стала проблематичной, регион, видимо, начал развиваться в автономном режиме (зона активизации срединного массива, ядерная зона, плюм и т. д.).

Раннекарбонный этап характеризуется небольшим масштабом проявления даек и штоков ультрамафитов, габброидов и базальтоидов в басс. рек Бадам, Ирису, Коксу, Чепташ, в районе пос. Бурчмулла и Акчинской габброидной полосе правобережья р. Ангрэн. К вулканогенным образованиям этого времени относятся породы уинской свиты ( $C_1$ ). Главные особенности этапа: внедрение пород шавазского комплекса (верлиты, габброиды, анортозиты, пироксениты) возраста 343 млн. лет, Rb-Sr метод; излияние трахибазальт-трахитового вулканизма (свита Уя); внедрение габбро-монцонит-сиенитовых интрузий (Текешский, Алмалыкский массивы возраста  $323 \pm 4$  млн. лет, U-Pb метод).

Среднекарбонный этап отличается формированием последовательно дифференцированной трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации (минбулакская свита) и генетически связанных с ней плутонических комагматов-габбро-монцодиорит-гранодиоритовой формации, именуемые как породы карамазарского и чаткальского комплексов. Общая генерализованная последовательность магматизма этапа: а) эксплозии пирокластики и образование покровов различных туфов трахиандезит-, трахиандезибазальт минбулакской свиты и многочисленных субвулканических и экструзивных тел такого же состава, что и покровы; б) внедрение гранитоидов карамазарского и чаткальского комплексов.

Средне-позднекарбонный этап в отличие от предыдущих характеризуется проявлением вулканитов акчинской и надакской свит. Плутонические образования представлены так называемым гушсай-куюндиным комплексом малых интрузий, завершающих средне-позднекаменноугольный вулканический цикл. По мнению В.А.Арапова, Т.Н.Далимова и В.П.Коржаева, главным событием магматизма того времени было то, что магматическая активность переместилась к западу от Кумбель-Угамской зоны разломов, в пределах нынешних Каржантауского, Чаткальского и Кураминского хребтов, формируется Ангрэнская вулканическая впадина, выполненная вулканитами акчинской и надакской свит. Внутреннее строение этой



структуры достаточно сложное и определяется системой узких субширотных грабенов, наличием кольцевых вулканотектонических структур. Таким образом, главные магматические события этапа проявились в вулканической форме, формируются основные элементы регматической сети разломов.

Геологическое строение и магматизм пермского времени связаны с возникновением нового ансамбля принципиально иных кольцевых вулканотектонических структур (кальдеры, мульды оседания), которые полукольцом обрамляют центральную часть Чаткальского, Кураминского геолого-географических районов. Эти кольцевые структуры заполнены продуктами кислого вулканизма (оясайская, кызылнуринская свиты и их экструзивно-субвулканические аналоги). В это время в регионе также появляются узкие вулканические рифты, выполненные вулканическими образованиями шурабсайской свиты и расположенные в центральных частях Кураминского и Кассан-Каратерекского районов (Кассанские, Чадакские, Гавасайские грабены).

Таким образом, в верхнем палеозое (начиная с  $C_1$ ) в центральных частях Чаткало-Кураминского региона формируется сложная система субмеридиональных и субширотных рифтов (грабенов), кольцевых вулканотектонических депрессий, которые являются главным тектоническим индикатором регматической сети разрывных нарушений, что, вероятно, является одним из факторов, контролирующих размещение продуктов верхнепалеозойского магматизма и связанного с ними оруденения.

Глубинным строением Чаткало-Кураминского региона занимались Е.М.Бутовская, В.И.Уломов, Б.Б.Тальвирский, А.Б.Черновский и др. По их сведениям, земная кора в открытой части региона составляет в среднем 45-50 км. При этом в районах Угам-Кумбельских разломов она несколько сокращена (до 40-45 км при  $H_6/H_2 > 1$ ), а в районах развития гранитоидов Чаткала увеличена (до 50-52 км при  $H_6/H_2 \leq 1$ ).

Особый интерес в строении земной коры региона вызывает наличие многочисленных «высокоскоростных» аномалий, которые впервые были установлены Е.М.Бутовской и Т.Гольцевой (1974-1976), Т.Н.Далимовым (1980). Спустя тридцать лет эти аномалии подтверждены и сейсмотомографическими исследованиями (Адамов, 2005, 2006). По их данным, в Угам-Кумбельском и Кураминском районах доля «высокоскоростных» пород в пределах 13-15 км коры составляет не менее 60%. Морфология этих включений различная: линзо-, блинообразная, лепешковидная и т. д.

2012/176 А 10783	Alisher Navoiy nomidagi O'zbekiston MK
---------------------	--

## Глава II. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

В Чаткало-Кураминском регионе известно, включая экструживно-субвулканические разности, 26 плутонических комплексов, протерозой–верхнепалеозойского возраста. Их регионально-геолого-петрографические, минералого-геохимические, генетические условия образования, рудоносности и другие особенности приводятся в сводной таблице (Приложение 2). Здесь мы приводим характеристики их вещественного состава на уровне изотопной геологии. Последовательность их изложения приводится от древних к молодым по схеме на «Геологической карте Узбекистана» (масштаб 1:500000, Т.Шаякубов и др., 2000 г.) и схеме Чаткало-Кураминских гор (масштаб 1:200000, К.Урунбаев и др., 2010 г.), а также в «Каталоге интрузивных массивов Узбекистана» (1975 г.).

В настоящее время по нашим подсчетам в пределах Чаткало-Кураминского региона в различных масштабах откартированы 95 выходов плутонических массивов: в Чаткальском геолого-географическом районе – 32, Угам-Кумбельском – 17, Кураминском – 31, Кассан-Каратерекском – 15. Из них 65 массивов с 1958 по 1998 г. изучены К.Урунбаевым в различной степени детальности (Приложение 3).

### Раннепротерозойские комплексы

Сууктепинский комплекс (қд PR<sub>1</sub>) описывается по материалам М.Д.Геся и Р.М.Измайловой (1969, 1971). Породы встречаются в Чаткальском районе (долина р. Кассансай). Комплекс состоит из небольших (до 1×7 км) удлинённых, согласно простиранию вмещающих пород тел, диорит-гнейсов и горизонтов амфиболитов среди метаморфических толщ терексайской и семизсайской свит нижнего (?) протерозоя, составляющим единый вулcano-плутонический комплекс. Участками наблюдаются контакты, свидетельствующие о первично интрузивной природе гнейсо-диоритов. Это подтверждается также интрузивными микроструктурами, реликты которых сохранились среди бластических структур.

Раннепротерозойский (?) возраст комплекса принят на основании субсогласного размещения среди раннепротерозойских отложений, прорывания его плагиогранитами позднерифейского бешторского комплекса, а также нахождения обломков диорит-гнейсов в базальных слоях рифейской иштанбердинской толщи.

По данным Р.М.Измайловой (1969), в составе комплекса коренные выходы габбро не установлены. Встречаются они в виде единичных блок-ксенолитов в диорит-гнейсах и гранитизированных амфиболитах. По составу гнейсо-диориты близки к роговообманковым разностям, состоят из (%): плагиоклаза (50-55, An 40-80), диопсид-авгита (30-35), гиперстена (10-15), амфибола (12-15) и сильно измененного, возможно, вторичного биотита, мусковита и эпидота. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит; вторичные – хлорит, эпидот, кальцит и скаполит. Структура гипидиоморфнозернистая, реже, габбровая. По химизму диорито-гнейсы близки к среднему типу габбро, реже, диориту, по Нокольдсу. Амфиболиты характеризуются составом, близким к толеитовому базальту (табл. 2).

Химический состав пород сууктепинского комплекса (вес. %),  
данные Р.М.Измайловой и М.Д.Гесья (1969)

Таблица 2

Окислы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	n
Гнейсо-диориты	61,3	0,53	15,06	1,98	4,70	0,09	5,14	4,40	2,89	1,20	1
Амфиболиты	54,3	0,7	18,2	3,5	3,0	0,08	3,1	5,2	4,2	2,3	1

Таким образом, по химическому составу, конкордантной форме залегания, наличию реликтовых интрузивных микроструктур и тектоническому положению рассматриваемый комплекс можно отнести к габбро-диорит-диабазовой формации (по Ю.А.Кузнецову, 1964 г.). Аналогичные формации, как отмечают Л.Н.Зоненшайн и др. (1976), присущи для океанических или же островодужных условий развития палеоокеанов. Следовательно, есть основание отнести образования пород этого комплекса ко времени заложения протерозойского палеоокеана.

### Позднерифейские комплексы

**Бешторский комплекс** ( $1\text{pr } R_2$ ) распространен в Чаткальском районе. Структура принадлежит допалеозойскому основанию Чаткало-Кураминских гор. Слагающие его породы обнажаются в Большом Каратау, Пскем-Сандалашском горном узле и в Касане. Наиболее крупные гранитоидные массивы – Бешторский (185 км<sup>2</sup>), Музбельский (160 км<sup>2</sup>) – являются частью крупного полихронного Манасского интрузива. Известно также несколько мелких выходов плагиогранитов (Коксуйский, Бадакский, Верхнеойгаингский), вскрывшихся благодаря вертикальным перемещениям отдельных блоков по разломам, и Алмалыбулакский в Касанском районе. Все они объединяются в один бешторский комплекс.

До 70-х годов о возрасте комплекса существовали две точки зрения. Первоначально комплекс относили к древним образованиям (В.А.Николаев, А.О.Кайзер и др.), позднее он ошибочно считался герцинским (А.С.Аделунг, Е.М.Головин и др.). Окончательно его докембрийский возраст установлен в конце 60-х годов (Е.И.Зубцов, И.Д.Доронкин и др.), а с конца 70-х годов стали описывать его как самостоятельный интрузивный комплекс (В.В.Козырев, Ю.Б.Ежков и др., 1972). В настоящее время определен абсолютный возраст плагиогранитов свинцово-цинковым методом по циркону –  $860 \pm 20$  млн. лет. Имеются также данные Rb-Sr и K-Ar методов (табл. 3).

Таким образом, позднерифейский возраст Бешторского массива на сегодняшний день достаточно обоснован. При этом узбекские геологи В.В.Козырев, С.И.Мамаджанов и др., исходя из того, что плагиограниты

Таблица 3

Сводная таблица результатов абсолютного возраста пород Бешторского массива

Анализируемый материал	Возраст (млн. лет)	Автор, метод
Плагиогранит	$830 \pm 15$	М.Гесь (K-Ar)
Плагиогранит	$961 \pm 20$	Р.Ахунджанов и др. (Rb-Sr)
Мусковит из пегматитов	$831 \pm 15$	М.Гесь и др. (K-Ar)
Средний по массиву (3 пр.)	$915 \pm 15$	Ю.Б.Ежков (K-Ar)
Средний по массиву (4 пр.)	$782 \pm 15$	Р.Ахунджанов и др. (Rb-Sr)
Средний по массиву (2 пр.)	$860 \pm 20$	М.Гесь, Г.И.Макарычев (U-Pb)

в верховьях Бешторская трансгрессивно перекрыты отложениями сандалашской свиты (Є-О), считают возраст комплекса позднерифейским, а киргизские геологи

предпочитают рассматривать его условно раннепротерозойским, поскольку на их площадях плагиограниты перекрываются также и мурсашской свитой (венд).

Нами изучен Бешторский массив, описание которого приводится по результатам личных исследований (1959-1960 и 1987 гг.) с учетом данных Р.Ахунджанова и др. (1996), М.Д.Геся и др. (1982), В.В.Козырева и др. (1972). Геологический возраст массива определяется как рифейский на основании перекрытия в западной его части отложениями узунбулакской свиты (R-V), с галькой плагиогранитов в основании (рис. 2). Радиологические данные дают разброс значений от 830 до  $961 \pm 20$  млн. лет. Особый

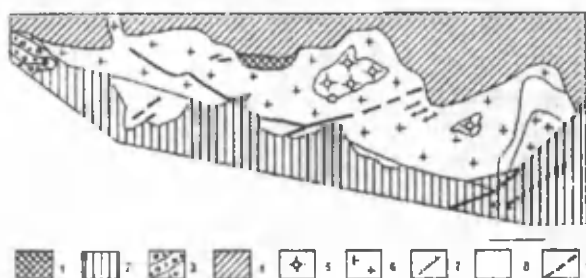


Рис. 2. Геолого-петрографическая схема Бешторского массива. Составлена К.Урунбаевым с использованием материалов М.Д.Геся, В.Ф.Проценко, В.И.Левченко (1968), И.Д.Доронкина, Р.Г.Юсупова (1987). 1 – протерозойские гнейсы, мрамор и кристаллические сланцы; 2 – кембро-ордовикские сланцы, песчаники, конгломераты и т. д.; 3 – живет-франские песчаники, конгломераты; 4 – средне-верхнепалеозойские известняки, доломиты. Гранодиориты Бешторского массива; 5 – гранодиориты; 6 – средне- и мелкозернистые двуслюдяные плагиограниты; 7 – жильные породы (пегматиты, аплиты, габбро-диабазы и т. д.); 8 – четвертичные отложения; 9 – разломы.

интерес представляют результаты Rb-Sr исследования. По данным Р.Ахунджанова и др. (1993), абсолютный возраст плагиогранитов, рассчитанный по четырем точкам, дает значение  $961$  млн. лет с начальным отношением  $I^{Sr} = 0,70446 \pm 0,00035$ , что соответствует рифею. Данные основных даек  $672$  млн. лет, субщелочных –  $688$  млн. лет с первичным отношением  $I^{Sr} = 0,70562-0,70541$  соответственно. Генеральная изохрона, построенная по всем типам пород, составляет  $782 \pm 4$  млн. лет с  $I^{Sr} = 0,70753$  (рис. 3). Эти сведения, а также геологические взаимоотношения массива с вмещающими породами позволяют считать его верхне- (или средне-верхне-) рифейскими.

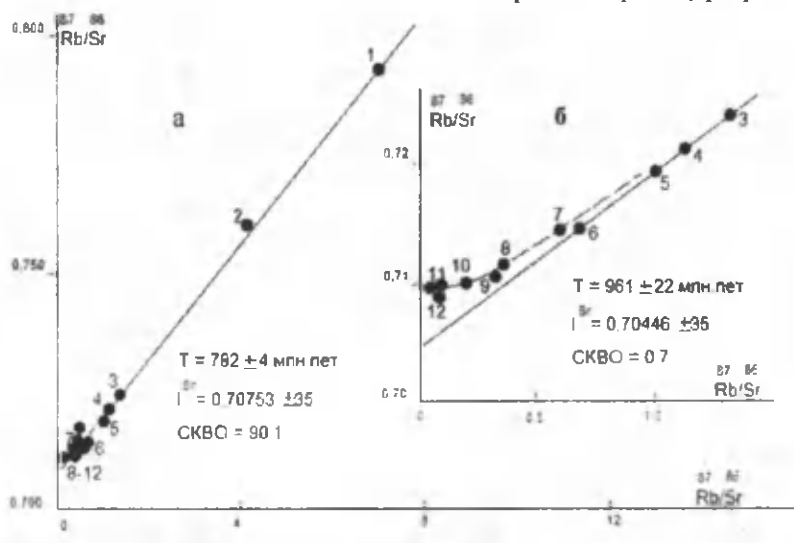


Рис. 3. Эволюционная рубидий-стронциевая диаграмма для гранитоидов бешторского комплекса. Бешторский массив: а – для неизмененных плагиогранитов; б – среднее для массива. Пробы: 1 – биотит из плагиогранитов; 2 – то же, из пегматитов; 3 – слюды из пегматитов; 4 – пегматиты; 5 – полевой шпат из пегматитов; 6, 7 – мусковиты из пегматитов; 8 – плагиогранит; 9 – полевой шпат из плагиогранитов; 10 – гранодиорит; 11 – полевой шпат из гранодиорита; 12 – альбитизированный гранит.

Массив двухфазный, размещается в бассейне рек Ойгаинг, Тундук и Бештор. Первая фаза – гранодиориты (блок-ксенолиты), вторая – мелко- и среднезернистые, иногда порфиroidные биотит-мусковитовые лейкоплагиограниты (слагают основную площадь массива). Иногда в приконтактных частях его развиты дайки основного (субщелочного) состава, а также пегматоиды простого строения. Структура пород – гипидиоморфнозернистая, местами мирмикитовая. В шлифах устанавливается следующая последовательность кристаллизации минералов: магматическая стадия – циркон, ильменит, апатит-биотит-олигоклаз-кварц; постмагматическая стадия – микроклин-кварц-альбит-мусковит.

Плагиоклаз (45-60%) в гранодиоритовых разностях представлен высокоупорядоченным андезином с 28-30% Ан, а в плагиогранитах – олигоклазом с 17-25% Ан, при  $+2V=80-85^\circ$ ;  $\Delta=1$ . В них установлено (г/т): Li – 4; Rb – 37; Be – 1,8; Mo – 0,3; W – 0,6; Au – 0,0015 и Sn – до 1.

Калий-натриевый полевой шпат (14-20%) повсеместно пертитовый, реже фиксируются ленты и полосы антипертита. В плагиогранитах соответствует крипторешетчатому низкому ортоклазу, либо микроклин-пертиту ( $-2V = 79-85^\circ$ ;  $\Delta = 0,3-0,5$ ). В метакристаллах из порфиroidных лейкоплагиогранитов присутствует низкий, иногда решетчатый микроклин-пертит ( $-2V = 81-85^\circ$ ,  $\Delta = 1$ ). Содержание примесей (г/т): Li – 23; Rb – 165-200; Be – 4; W – 0,5; Mo – 2; Cu – 5; Au – 0,0002; Sn – 2.

Кварц (26-28%) присутствует в виде ксеноморфных зерен с волнистым, редко ровным угасанием. Поздняя генерация отмечается в виде мирмикитовых вростков и прожилковоподобных выделений.

Биотит (4-5,5%) в плагиогранитах характеризуется отчетливым плеохроизмом: Ng – зеленовато-бурый, Np – соломенно-желтый,  $Ng = Nm = 1,648-1,649$  до 1,655 (лепидомелан). Анализ трех проб биотита на микроанализаторе MS-46 «Камека» (аналитик Ш.Х.Игамбердиев) показал, что слюды относятся к антит-флогопитовому ряду (мусковитовая молекула в среднем 4-5%). Их общая железистость 55-65%. Содержат (г/т): Li – 150; Rb – 200; Be – 2,9-3,5; Sc – 19; Cu – 3; Au – 0,002; Pb – 79; Zn – 600; Mo – 0,5; W – 3,5.

Акцессорные минералы изучены в восьми искусственных пробах – протолочках весом от 8 до 10 кг. Их средние содержания приводятся в табл. 4. Из таблицы следует: 1) породы Бешторского массива по содержанию и ассоциации акцессорных минералов относятся к ильменит-циркон-флюоритовому типу; 2) слабо проявленная рудогенерирующая способность гранитной магмы плагиогранитов в отношении редких элементов (W, Sn, Mo, Be и TR), что выражается в незначительном количестве их собственных акцессорных ми-

Таблица 4  
Усредненные содержания акцессорных минералов в породах бешторского массива, (г/т)

Минерал	Гранодиориты (средн. из 2 проб)	Плагиограниты (средн. из 4 проб)	Пегматиты (средн. из 2 проб)
Магнетит	85	46	10
Ильменит	5	110	+
Апатит	135	96	35
Циркон	155	205	80
Сфен	10	19	+
Ортит	+	5	+
Гранат	12	29	+
Рутил	-	4	15
Молибденит	-	3	9
Шеелит	+	+	6
Берилл	-	-	12
Вольфрамит	-	Ед.	5
Касситерит	-	Ед.	18
Флюорит	+	30	105
Турмалин	-	+	45

нералов. Относительное обогащение этими элементами имеет место в пегматитовых разностях. Это подтверждает высказывания В.И.Коваленко (1977) и многих других о том, что коровые граниты, образующиеся в процессе плавления сиала и последующей кристаллизационной дифференциации гранитных магм, являются потенциально перспективными в отношении редкометального оруденения.

По химическому составу породы бешторского комплекса относятся к известково-щелочной серии (при  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ), пересыщенной  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (плюмазитовый ряд). В них резко преобладает плагиоклаз над К-На полевым шпатом, исключительно биотитовый состав темноцветных, а также низкое содержание железа ( $< 1,5-2,0\%$ ) и титана (не более  $0,15-0,2\%$ ). На диаграмме «альбит-ортоклаз-кварц» фигуративные точки составов плагиогранитов группируются в котектической области, попадая в поле кристаллизации плагиоклаза, чем, вероятно, и объясняется его более раннее выделение при температуре  $600-700^\circ\text{C}$ , т. е. в области субмагматической стадии кристаллизации расплава. Исходя из этого и других факторов, глубину становления Бешторского массива можно считать 8-10 км. Все это позволяет относить породы массива к богатым водой плутоническим ассоциациям, в понимании Дж.Кеннеди (1957), или водным гранитам Д.С.Штейнберга (1985); в генетическом отношении – к гранитам сиалического типа К.Урунбаева (1990). В этом плане его аналогом являются протерозойские глубинные мигматит-плагиогранитовые плутоны Енисейского края, Восточных Саян, Тюмени и др.

Рудоносность массива изучена недостаточно. Но в пространстве с ним ассоциируют мелкие кварц-золоторудные проявления. По данным Д.Доронкина, в гранитоидах большинство редких и рассеянных элементов, за исключением золота (в среднем  $0,06$  г/т), содержатся в нижнекларковых значениях. Возможно, массив совместно с золотосодержащими жилами в течение докембрийского и палеозойского времени являлись объектами разрушения и служили источниками древних и четвертичных россыпей в бассейне р. Чирчик. Однако из-за ограниченности данных судить об их перспективах пока невозможно.

Таким образом, протерозойский плутонический магматизм начался внедрением в Кассан-Каратерекском районе в толщи раннего протерозоя гнейсодиоритов и амфиболитов – сууктепинский комплекс. Завершающей стадией байкальского цикла были внедрения рифейских плагиогранитов бешторского комплекса.

### Среднеордовикские комплексы

*Торгайский комплекс* ( $\delta \text{O}_2$ ) встречается преимущественно в пределах Касан-Каратерекского района. Обнажается в водораздельной части Чаткальского хребта. Комплекс выделен М.Д.Гесем (1969), состоит из группы серпентинитовых тел, приуроченных к разломам, пересекающим вулканогенно-осадочные толщи докембрия и нижнего силура. По Ю.М.Семенову (1982), представлен небольшими линзовидными телами ( $0,8 \times 1,2$  км) серпентинитов мощностью  $0,2-0,4$  км, имеет тектонический контакт с вмещающими породами, практически связан с метабазитами Чаткальской свиты. Они сложены антигоритовыми серпентинитами перекрещенно-листоватой структуры, с реликтами перекристаллизованного бастита и редких зерен хромшпинелида. В приконтактных частях тел наблюдаются рассланцевание и карбонатизация серпентинитов, иногда крупные линзы – тела серпентинитов ( $300-500$  м), сложенные карбонатом, тальком и кварцем. Наличие бастита и реликто-псевдоморфных структур указывает на гарцбургитовый первичный состав интрузии.

## Позднесилурийские комплексы

Позднесилурийский магматизм является определяющим в каледонском тектоно-магматическом цикле района. Объединяет шесть комплексов, причем три из них (терекский, зексай-алабукинский и китайульдинский) обнажаются в пределах Кассан-Каратерекского района, остальные (бургундинский, башкызылсайский, каракинский и алмалыкский) в Кураминском. Каждый из этих комплексов состоит из двух-шести массивов. К сожалению, степень их изученности неоднозначна. Относительно хорошо изучены массивы в Кураминском и менее – в Кассан-Каратерекском районе. Нами рассмотрены, в основном, массивы Кураминского и, отчасти, Кассан-Каратерекского районов.

*Терексайский комплекс* ( $\delta S_2$ ) выделен М.Д.Гесем и Г.И.Макарычевым (1971). К нему относятся несколько небольших тел (площадью не более 5-7 км<sup>2</sup>) интрузивов, обнажающихся на южном склоне Чаткальского хребта в басс. р. Кассансай. Комплекс представлен средне- и мелкозернистыми диоритами светло-серого цвета, состоящими из плагиоклаза (N=30-40), роговой обманки, биотита, кварца, реже, калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы: апатит, ортит, сфен, циркон и магнетит. Геохимические и радиологические сведения отсутствуют. Возраст определяется на основании взаимоотношения диоритов с вмещающими породами. С одной стороны, большинство интрузивных тел комплекса размещаются в поле развития иштанбердинской свиты (PR), а с другой – диориты в виде крупных блок-ксенолитов встречаются в пределах Зексайского массива. В этом плане комплекс сопоставляется (в рамках Чаткало-Кураминского региона) с образованиями позднесилурийского Башкызылсайского и Бургундинского комплексов. Исходя из состава и природы пород, можно судить о том, что комплекс представляет продукт древней коллизии Киргизского палеоокеана.

*Зексай-Алабукинский комплекс* ( $\gamma\delta S_2$ ) проявлен в Кассан-Каратерекском районе, определяется в объеме Зексайского, Алабукинского и Саардинского массивов и ряда менее значительных тел. Ранее они рассматривались в составе двух разновозрастных комплексов: зексайского (Rf) и алабукинского ( $S_2$ ). В настоящее время, исходя из вещественного состава, геологического положения и данных уран-свинцовой датировки, давшие цифру  $420 \pm 11$ , а также Rb-Sr- 426 млн. лет, объединяются в единый позднесилурийский комплекс (см. табл. 1). Его изучение занимались многие геологи Киргизстана (Стратифицированные и интрузивные..., 1982). Нами он исследован в юго-восточной части Алабукинского массива (долина р. Алабука). Здесь на эродированной апикальной части массива залегают терригенные отложения тюлькубашской свиты ( $D_2$ ). Массив сложен светло-серыми, розоватыми или зеленоватыми гранодиоритами равномернозернистой, реже, монцитонитовой структуры и массивной текстуры. Породы состоят из (%): плагиоклаза № 40-50 (An 35-60), калиевого полевого шпата (10-14), кварца (25-30), биотита (8-12), роговой обманки (1-2) и акцессорных минералов, г/т: ильменит – 120; апатит – 85; сфен – 12; ортит – 3-5; титаномагнетит – 15-40 и циркон – 80-100, наиболее часто встречаются зерна гематита, пирита и пирротина. Из рассеянных элементов часто (по данным полуколичественного спектрального анализа) фиксируются Fe, Ti, Mo, W и эпизодически Nb, Ta, Rb и Cs, в единичных случаях Au. В пределах массива часто встречаются дайки аплитов и аплитовидных гранитов. По химическому составу (среднее из шести анализов) гранодиориты отклоняются от соответствующих типов пород (по Дэли), а также гранодиоритов Север-

ного и Южного Тянь-Шаня, принадлежность которых к этой формации не вызывает сомнений в сторону щелочного ряда. Содержание щелочей от 2,8 до 3,6% в пользу калия и, наоборот, натрия в дайковой фации. По остальным петрохимическим параметрам (железистость, глиноземистость, известковистость) рассматриваемые гранодиориты на уровне стандартов, соответствуют нормальному и, реже, плюмазитовому ряду изверженных пород. Уместно отметить, что Зексайский массив имеет более контрастный состав – от гранодиоритов, тоналитов до лейкогранитов. Поэтому он относится к категории пород только известково-щелочной серии или гранодиорит-тоналит-гранитовому типу, по Ю.А.Кузнецову (1964). По М.Д.Гесю, на контакте его с кристаллическими сланцами (Rf или нижний палеозой) образуются мощные зоны фельдшпатизации. Причем, плоскость контакта с вмещающими сланцами (Rf) имеет совершенно согласное залегание. Зафиксированы ореалы послыйных мигматитов с постепенным переходом от гранодиоритов к вмещающим породам: гранитоиды → небулиты → послыйные мигматиты, что указывает на тесную зависимость состава гранитоидов от состава вмещающих пород, а постепенные переходы между ними наталкивают на мысль об автохтонном характере образований массива, что не имеет места в Алабукинском массиве.

**Китайюльдинский комплекс** ( $\gamma S_2$ ) распространен в Кассан-Каратерекском районе. Здесь объединена группа плагиогранитных массивов (А.С.Аделунг, 1950). Они расположены главным образом на правом борту долины р. Терс (Чаткальский хребет) и, частично, в Кассан-Каратерекском районе. М.Д.Гесь и др. (1971) среди них выделяют два интрузивных тела, вытянутых в северо-западном направлении на 6-7 км, при ширине от нескольких десятков до 600 м, а также несколько мелких штоков катаклазированных плагиогранитов, внедрившихся субсогласно в нижнесилурийскую толщу. Центральные части наиболее крупных выходов комплекса сложены среднезернистыми светло-серыми плагиогранитами, состоящими из альбит-олигоклаза № 10-15 (57%), кварца (37%), роговой обманки и биотита (до 4%), гидроокислов железа и кальция (до 2%). Акцессории: циркон, апатит, титаномагнетит. Структура гипидиоморфнозернистая. Мелкие тела почти повсеместно катаклазированы и брекчированы. Зеленая роговая обманка и биотит в них замещен хлоритом, эпидотом и мусковитом. Возраст комплекса определяется прорыванием отложений нижнего силура и присутствием в базальных конгломератах живетского яруса продуктов размыва этих интрузивов.

**Бургундинский комплекс** ( $\delta S_2$ ) развит в Кураминском районе, где слагающие его диориты встречаются в горах Калканата и в нижнем течении Сардобая, среди песчано-сланцевых отложений урубалакской свиты ( $O_2-S_1$ ). По данным Ж.Н.Кузнецова и др. (1964), В.В.Михайлова и др. (1968), диориты образуют мелкие штоко- и дайкообразные тела (0,8×1 км). Внешне они серые и темно-серые плотные породы мелкозернистой порфиривидной текстуры. Фенокристы представлены андезином (№ 40), главная масса призматически-зернистой микроструктуры сложена агрегатом зерен плагиоклаза (№ 25-30), биотита и пироксена (авгит), промежутки между которыми иногда выполнены кварцем и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз составляет 60-70% объема пород, пироксен – 15-20%, биотит – 5-10%, кварц и калиевые полевые шпаты не более 5-10%.

**Башкызылсайский комплекс** ( $\gamma\delta S_2$ ). Интрузивные образования, составляющие этот комплекс, распространены в Кураминском районе, где ими сложены Башкызылсайский, Акча-Шавазский массивы и небольшие по размеру Туячаульское, Ка-



рабауское, Наушалисайское тела. Каледонский возраст Акча-Шавазского массива впервые отмечен Ю.Х.Ахмедулиным (1967), установившим факт прорывания их гранодиоритами среднекаменноугольного Кармазарского комплекса. Радиологическое определение возраста К-Аг методом по биотитам 375-400 млн. лет. Данные о каледонском возрасте получены также и Rb/Sr методом – 412 млн. лет (рис. 4),

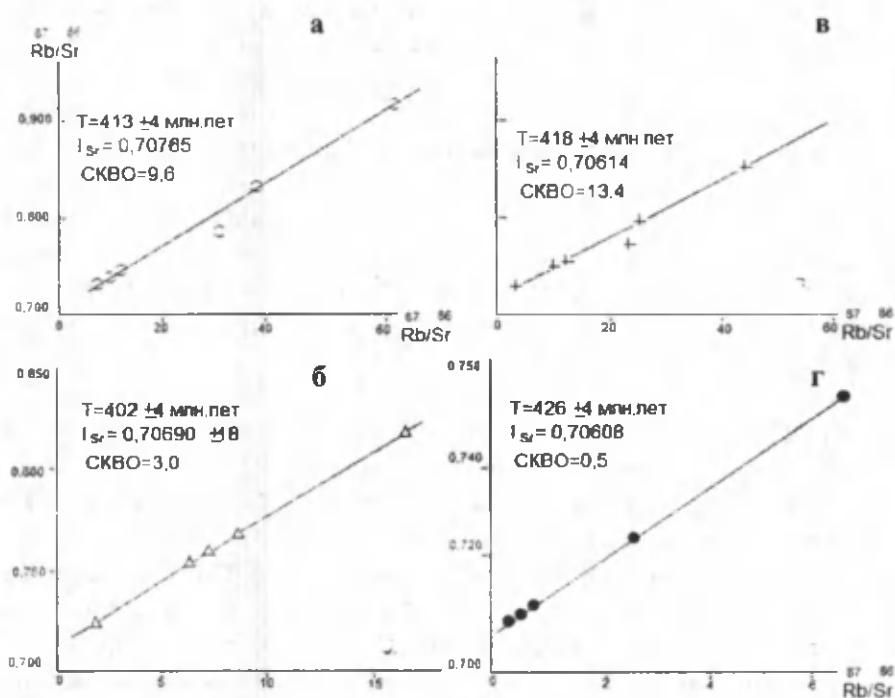


Рис. 4. Рубидий-стронциевая изохрона для гранитоидов позднесилурийских комплексов Чаткало-Кураминского региона. Комплексы: а – башкызылсайский, б – каракиинский, в – кызатинский, г – алабукинский.

а также по фактам их перекрытия отложениями нижнего девона, в базальных слоях которого встречаются обломки гранодиоритов и адамеллитов в верховьях Гавханасая и Скотного вблизи пос. Невич. А.П.Агафоновым (1964) позднее подтверждены исследования О.П.Горькового, М.М.Глейзера, К.Урунбаева и др. (1968-1971). Гранитоиды выделены также Ж.Н.Кузнецовым (1976) в Алмалыкском районе – «инъекционные граниты», С.М.Бабаходжаевым (1982) в горах Моголтау – Музбулакский массив, внедренный в ордовик-нижнесилурийскую сланцевую толщу.

Описание вещественного состава пород приводится по материалам личных исследований (Башкызылсайский, Акча-Шавазский массивы и Туячаульский штук). Петрофонд комплекса достаточно однороден. Повсеместно преобладают серые, светло-серые, обычно среднезернистые, существенно двуслюдяные гранодиориты, адамеллиты, реже, слоистые граниты. Иногда в пределах гранодиоритов (Акча-Шавазский, Туячаульский массивы) встречаются ксенолиты гнейсированных сланцев. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранитовая, местами слабопорфировая за счет редких крупных зерен кварца и плагиоклаза. Количественно-минералогический состав гранодиоритов и адамеллитов (среднее по 26-ти шлифам, об. %): плагио-

клас – 37,6; калий-натриевый полевой шпат – 18,3; кварц – 27,1; биотит – 14,7; роговая обманка – 1,3. Акцессорные минералы гранодиоритов (среднее по 12 пробам, г/т): циркон – 180; апатит – 150; титаномагнетит – 340; гранат – 45; анатаз – 2,4; монацит – 28; сфен – 43; в единичных зернах рудные минералы – галенит, молибденит, висмутин и вольфрамит.

Крупнозернистые слоистые розовые граниты в виде неправильной формы тел размером от 5×25 м до 1×3 км и более размещаются среди гранодиоритов: контакты как резкие, так и постепенные, извилистые. Состав (по 20 пл., %): плагиоклаз – 24,8; калий-натриевый полевой шпат – 24,4; кварц – 34; биотит – 5,1; мусковит – 0,7; акцессорные минералы – 0,8; минеральный состав последних, г/т: титаномагнетит – 80; анатаз – 9,4; брукиит – 0,5; рутил – 3,9; циркон – 80; флюорит – 24; турмалин – 16; монацит – 14; ксенотим – 4; в единичных знаках – ортит, ильменит, галенит, вольфрамит, самородные висмут и медь.

В гранодиоритах и адамеллитах плагиоклаз зональный, его состав варьирует от 30 до 50%. Ан; 2V±70-88°; Δ = 0,4-1; чаще – 0,70; состоит (%) из: CaO – 2,8; Na<sub>2</sub>O – 1,35; K<sub>2</sub>O – 0,8; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,2; FeO – 0,5; MgO – 1,0; содержание элементов примесей, г/т: В – 100; Rb – 6,4; Nb – до 10; Li – 0,3; W – 0,5; Tl – 0,8; Sr – 63; Zr – 27; As – 6; Sb – 0,8; Bi – 0,6; Sn – 0,6; Ag – 0,05; W – 0,5; Cu – 7; Pb – 9; Zn – 1,6; Hg – до 0,2.

Калий-натриевый полевой шпат характеризуется – 2 V – 65°; P<sub>1</sub> (001) = 7-9° (12 федоровских опр.); Δр – 0,2; соответствует промежуточному триклинному ортоклаз-криптопертиту. Состав криптопертитов – Op<sub>77</sub> Ab<sub>20</sub> An<sub>3</sub>. Химический состав калий-натриевых полевых шпатов (%): CaO – 1,46; Na<sub>2</sub>O – 3,20; K<sub>2</sub>O – 9,6; Σ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,19; MgO – 0,1; Состав минералов Op<sub>56,8</sub> Ab<sub>17,7</sub> An<sub>56</sub>. Элементы примеси (г/т): Li – 0,5; Rb – 240; Cs – 6; Be – 40; Tl – 0,6; As – 8; Sb – 0,8; Bi – 0,05; Sn – 0,2; Ag – 0,1; F – 340.

Биотит: плеохроизм резкий: Ng – желто-бурый, Np – коричневато-желтый; по химизму соответствует истонит-сидерофиллиту, по оптике – лепидомелану. f<sup>онт</sup> – 46%; химический состав (%): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 17; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4,3; FeO – 16,4; MgO – 10,8; CaO – 3,7; Na<sub>2</sub>O – 0,9; K<sub>2</sub>O – 7,6; F – 2,6; элементы примеси (г/т): Rb – 430; Cs – 10; Li – 17; Nb – 15; Ta – 3,5; Be – 0,3; F – 500; Au – 0,015; Σ TR – 0,0277; при: Lu<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 23,0; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 38,3; Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6,8; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 16,9; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,3; (Eu + Gd)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,04; (Tb + Y)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10,6; Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,82; Ho<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,09; Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,45; Tm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,01; Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,26; Au – 0,009; Cu – 85; Pb – 45; Zn – 150 и др.

Роговая обманка представлена обыкновенной (зеленой) разновидностью. Плеохроизм отчетливый Ng – травяно-густо-зеленый; Np – светло-желто-зеленый; f<sup>онт</sup> – 33%; химический состав (%): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10,4; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,6; MgO – 12,5; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 1,6; TiO<sub>2</sub> – 1,09. Элементы-примеси (г/т): Rb – 20; Li – 6,5; Mo – 0,9; W – 4,6; Nb – 19; Ta – 0,7; Σ TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,0147; при: Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14,3; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9,6; (Eu + Gd)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,54; (Tb + Y)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9,24; Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,13; Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,45; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,5; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 39,5 Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,04; Cu – 325; Zn – 360; Pb – 100; в акцессорных титаномагнетитах (г/т): Ni – 95; Co – 32; V – 1603; Ti – 10000; Cr – 1850. В составе TR отсутствует аномалия Eu (рис. 5).

Химический состав гранитоидов комплекса в полном соответствии с минералогическим варьирует между гранодиоритами и адамеллитами с небольшим отклонением в сторону гранитов. Это весьма высокоглиноземистые (al = 2,6-3,0) с низко пониженной щелочностью (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 4,5-7,0%) калиево-натриевые (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,6-1,0%) породы нормального ряда. Последнее подтверждается петрохимическими трендами пород комплекса, свидетельствующим о принадлежности их к известково-щелочно-

му ряду с довольно протяженным рядом пород от гранодиоритов до гранитов. Их состав (среднее по 19 анализам, вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 63,2;  $\text{TiO}_2$  – 0,7;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,6;  $\text{FeO}$  – 3,08;  $\text{MnO}$  – 0,2;  $\text{MgO}$  – 2,5;  $\text{CaO}$  – 3,01;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,9;  $\text{K}_2\text{O}$  – 4,05; п.п.п. – 2,02. Особый интерес представляют содержания редких и рассеянных элементов по типам пород (г/т): первая цифра в гранодиоритах, вторая – плагиогранитах: Li (16; 14); Rb (170; 105); F (280; 375); Nb (19; 16); Sn (1,6; 2); W (2,9; 1,5); Mo (1,7; 2); Pb (37; 21); Cu (26; 55); Au (0,0038; 0,0047);  $\Sigma$  РЗЭ (215; 295); K/Rb (170; 215). Сопоставление этих величин с кларками аналогичных пород, по А.П.Виноградову, дает возможность констатировать: одна группа элементов Li, F и сумма РЗЭ находится на уровне или ниже кларка, другая – Rb, Nb, Sn и Au – с незначительным аномальным содержанием, а остальные Sn, W, Mo и Cu – в 1-1,2 раза больше кларков.

Жильные отщепления массивов представлены жилами аплитов мощностью от первых сантиметров до 1,5-2 м; падение вертикальное или близкое к нему. Встречаются также пегматитовые жилы мощностью до 1 м и длиной до 20 м. В пределах некоторых жил наблюдаются постепенные переходы пегматитов в аплиты. Более поздние схизолиты – дайки мелкозернистых или аплитовидных гранитов (об. %): плагиоклаз – 25, калий-натриевый полевой шпат – 30, кварц – 45, единичные таблички биотита.

В юго-западной оконечности Башкызылсайского массива проявлена золоторудная минерализация, сопровождаемая пиритизацией и окварцеванием. Комплекс может быть отнесен к мезоабиссальной фации; характеризуется глубиной становления около 3,5-5 км.

**Каракиинский комплекс** (ру  $S_2$ ) выделяется в Кураминском геолого-географическом районе. Прототипом его является одноименный массив, обнажающийся на северном склоне Кураминского хребта и прослеживающийся в верховьях р. Алмалыксай, через долину р. Каракия, до горы Каратау. Интрузив прорывает песчано-сланцевую толщу (О- $S_1$ ). По форме – эллипсовидный шток площадью около 60 км<sup>2</sup>, вытянут в субширотном направлении на 12-15 км при ширине 1-5 км. Контакт массива рвущий, с небольшими (5-10 км<sup>2</sup>) сателлитами, прослеживаемыми в басс. рек Яккаписта, Сакбулак, Каракия и в тектоническом блоке между Баштавакским и Касканасайским разломами. Галька гранитоидов Каракиинского массива фиксируется в верхней подсвите катрангинской свиты ( $D_1$ ), а также в базальных слоях нижнеакчинской подсвиты ( $C_2$ ), по данным Ж.Н.Кузнецова и др. (1964). Сам интрузив прорывается штоками каледонских (?) монзонитов, сиенитов (правый борт р. Каракия), предживетскими аляскитами и дайками биотитовых гранит-порфиров. Плагиограниты, тождественные каракиинским, встречаются также в северо-западном эндоконтакте Карамазарского массива. Располагаясь в виде цепочки блоков, вытягиваются на расстоянии

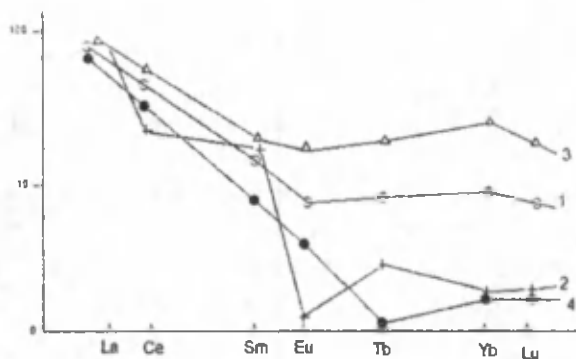


Рис. 5. Распределение РЗЭ в гранитоидах позднесилурийских комплексов Чаткало-Кураминского региона. Изолинии, комплекс: 1 – башкызылсайский, 2 – кызатинский, 3 – каракиинский, 4 – алабукинский.

около 20-25 км, при ширине до 3 км. Здесь плагиограниты контактируют с песчано-сланцевыми лландоверийскими отложениями. По мнению большинства геологов, вышеуказанная цепочка плагиогранитов принадлежит некогда единой трещинной интрузии, подобной Каракиинской и субпараллельной ей. Заканчивается цепочка на северо-западе Джетымчекинским массивом плагиогранитов.

Описывается комплекс на примере Каракиинского массива. Внешне это светло-серые крупно- и среднезернистые, преимущественно биотитовые плагиограниты, адамеллиты и, реже, гранодиориты. Структура пород гранитовая, пойкилитовая, текстура массивная. По минералогическому составу они соответствуют семейству низкощелочных гранитов – плагиогранитов. Количественно-минералогический состав пород (по данным подсчета 85 шлифов, об. %): плагиоклаз – 45-66; калий-натриевый полевой шпат – от 6-14 до 30; кварц – 22-30; биотит – 2-12; акцессорные минералы – до 2,5.

Плагиоклаз резко зональный (число зон 8-10), нередко в виде порфирированных выделений и сростков 2-3 зерен. Состав варьирует от 20-28% Ан (периферии зерен) до 48-50 Ан (ядро), отвечает обычно андезину с 30-35% Ан. 2V варьирует в пределах  $\pm 70^\circ$ ; чаще отрицательный (-74-84). Нередко содержит мирмикитовые вросстки кварца. Химический состав (вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 62,28-60,05;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 22,86-24,32;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,2-0,02;  $\text{FeO}$  – 0,35-0,21;  $\text{CaO}$  – 4,03-6,7;  $\text{MgO}$  – сл.-0,32;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 5,56-7,44;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,76-0,56; в плагиоклазах установлены (г/т): F – 400-500; В – до 7; Sb – 0,8; As – 6; Bi – 0,06; Sn – 0,3; Pb – 5,0-24; Zn – 8; Cu – 5-10; Ag – 0,06; Ga – 10; Ge – 0,8-3; Tl – 0,5; Sr – 1800. Калий-натриевый полевой шпат представлен крипто- и микропертитовым (вросстки альбита в виде пятен, жилков) высоким или промежуточным ортоклазом, характеризующимся – 2V = 56-70°, чаще 61-67,  $\Delta\rho = 0,3-0,6$ .

Состав ортоклаза по дифрактограммам:  $\text{Op}_{70}$ ,  $\text{Ab}_{30}$ . Химический состав (вес. %): ортоклаз (по двум анализам):  $\text{SiO}_2$  – 63,5;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 19,5;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,09;  $\text{FeO}$  – 0,15;  $\text{MnO}$  – 0,01;  $\text{MgO}$  – 0,24;  $\text{CaO}$  – 1,45;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 3,5;  $\text{K}_2\text{O}$  – 10,7;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,05;  $\text{BaO}$  – 0,51; Состав миналов:  $\text{Op}_{61}$ ,  $\text{Ab}_{30}$ ,  $\text{An}_7$ . В ортоклазе установлены (г/т): F – 200-300; Be – 0,86; В – до 7; As – 8; Bi – 0,02; Sn – 0,8-3; Sb – 0,8; Pb – 80; Ge – 0,6; Ga – 10; Tl – 1-1,5; Ag – 0,03; Sr – 1100. Биотит характеризуется плеохроизмом: красновато-коричневый по Ng и желтый по Np. Состав биотитов и плагиогранитов (вес. %, среднее из 3-х проб):  $\text{SiO}_2$  – 36,5;  $\text{TiO}_2$  – 3,0;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,8;  $\text{FeO}$  – 13,8;  $\text{MnO}$  – 0,6;  $\text{MgO}$  – 12,8;  $\text{CaO}$  – 1,3;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,4;  $\text{K}_2\text{O}$  – 7,8;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,44;  $\text{H}_2\text{O}$  – 3,25;  $\text{BaO}$  – 0,52; F – 0,6;  $f'_{\text{онт}}$  – 45-48%. Обыкновенная роговая обманка присутствует в виде редких зерен, отчетливо плеохроирующих в зеленых тонах  $f'_{\text{онт}}$  – 46-48%. В биотитовых плагиогранитах и гранодиоритах установлены (среднее из 5 проб, г/т): магнетит – 250; анатаз – 6; брукит – ед. зн.; рутил – 14; ильменорутит – 3; фергусонит – 75; циркон 175; гранат – 15; турмалин – 25; монацит – 16; апатит – 63; сфен – 6; ортит – ед. зн.; вольфрамит – 3, молибденит – ед. зн. По содержанию и составу акцессорных минералов плагиограниты можно отнести к циркон-apatит-редкометалльному типу, по В.В.Ляховичу (1965). Об этом свидетельствует также наличие в составе (г/т) магнетита Ga – 105, Ge – 18, Tl – до 8, Be – 3,5; Se – 54.

Химический состав плагиогранитов и гранодиоритов в пределах параметров плагиогранита – низкощелочного гранита: (среднее из 3-х анализов, вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 64,4;  $\text{TiO}_2$  – 0,74;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16,4;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,56;  $\text{FeO}$  – 1,96;  $\text{MnO}$  – 0,02;  $\text{MgO}$  – 0,79;  $\text{CaO}$  – 2,45;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 4,19;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,27;  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,08.

По петрохимическим характеристикам это весьма высокоглиноземистые ( $al' - 4,7-5,1$ ), низкощелочные ( $Na_2O+K_2O = 6,5-7,0\%$ ), калиево-натриевые породы нормального ряда. Отношение  $Na_2O/K_2O$  колеблется в пределах 1,0-1,7, при этом в большинстве проб  $Na_2O$  резко преобладает над  $K_2O$ . В плагиогранитах содержится (г/т): Pb – 26; Zn – 60; Cu – 40; Mo – 0,4; Ga – 3; Au –  $44 \cdot 10^{-4}$ ; Rb – 196; Cs – 4; Li – 18; W – 2,3. Сумма РЗЭ – 134.

Схизолиты представлены: мелкие тела аплитов, пегматитов, аплитовидных биотитовых плагиогранитов и гранит-порфиоров. Аплиты и пегматиты в виде даек и линз мощностью до 20 м повсеместно распространены в пределах массива. Аплитовидные биотитовые плагиограниты представлены двумя штоками на правом берегу р. Умбетиты и по гряде Каратау. Биотитовые плагиограниты слагают в пределах массива около 30 даек мощностью 10-15 м. Большинство даек простираются в восточных румбах, падение крутое ( $70-85^\circ$ ).

Возраст каракиинского комплекса, как и башкызылсайского, принимается позднесилурийским, но первоначально для плагиогранитов были получены довольно низкие цифры ( $372 \pm 17$  млн. лет, K-Ar-метод по биотиту). Последующие повторные определения Rb-Sr-методом более реальны –  $402 \pm 4$  млн. лет (см. рис. 4). Комплекс формировался в условиях мезо-абиссальной фации (более 72-78% глубинная субфация) на глубине 5-7 км. Относится к гранодиорит-плагиогранитовой формации.

**Кызатинский комплекс** ( $\gamma S_2$ ) описывается по материалам В.И.Айзенштата (1975, 1987), М.Кадырова (1970) и личных исследований К.Урунбаева. Распространен на северном склоне Кураминского хребта. Название предложено В.В.Козыревым и В.И.Айзенштатом (1987). Породы комплекса существенно гранодиоритового состава 63-66% образуют изолированные выходы в басс. рек Саукбулак, Кызата, Каракия, Каульды, Алмалык, Парагайда, Чилик и р. Абжасай. Все они ранее принадлежали к единому Карамазарскому комплексу (Исмухамедов, Кадыров, 1968). Позднее Ж.Н.Кузнецовым (1972) выделены как гранитовая формация в составе каледонского магматизма региона. Этот возрастной предел определяется тем, что аляскиты в верховьях р. Парагайда прорывают порфировидные адамеллиты (условно каракиинского комплекса), а также интродуцируют флишо- и другую песчано-сланцевую толщу (O-S<sub>1</sub>) с одной стороны, а в басс. рек Саукбулак и на левом борту Алмалыкская трансгрессивно перекрываются (с галькой аляскитов в базальных слоях) предживетской липарит-андезитовой формацией (D<sub>1</sub>) – с другой. Радиологический возраст комплекса  $402 \pm 4$  млн. лет по Rb-Sr-методу (см. рис. 4).

Комплекс однороден в вещественном отношении. По данным В.И.Айзенштата, различаются породы двух возрастных групп – более древние, составляющие основную часть комплекса, среднезернистые лейкократовые граниты и прорывающие (?) их биотитовые аляскиты. Все они светло-желтые, розовые, красно-бурые, равнозернистые, иногда порфировидные гранитовой породы, аллотриоморфнозернистой структуры. Минералогический состав лейкократовых гранитов, включая их пегматоидные разности (по данным подсчета 56 шлифов, об. %): плагиоклаз – 26-27; калий-натриевый полевой шпат – 31-34; кварц – 38-42; биотит+мусковит – 1,5-2; акцессорные минералы – 0,5-0,7 %. Состав аляскитов (по данным подсчета 14 шлифов, об. %): плагиоклаз – 5-15; калий-натриевый полевой шпат – 30-70, чаще 45-50; кварц – 36-50; биотит – 5-8; акцессорные минералы – до 1.

Плагиоклаз в лейкогранитах соответствует незональному или слабозональному олигоклазу с 10-15% Ан. Элементы-примеси (г/т): Pb – 3,5; Zn – 16 и Au – 0,0008-95 (В.Ф.Викторов и др., 1966; В.И.Айзенштат, 1975). Калийнатриевый полевой шпат представлен промежуточным и максимальным микроклин-пертитом с  $-2V = 78-80^\circ$ ,  $\Delta\rho = 0,8$ .

Состав по рентгенометрическим данным:  $Or_{72}Ab_{28}$ . Химический состав микроклина из аляскистов по р. Парагайда (вес. %):  $SiO_2 - 61,0$ ;  $Al_2O_3 - 17,6$ ;  $Fe_2O_3 - 1,7$ ;  $FeO - 0,72$ ;  $CaO - 2,24$ ;  $MgO - 0,8$ ;  $Na_2O - 3,7$ ;  $K_2O - 10,7$ . Миналы:  $Or_{63}Ab_{31,5}An_{5,7}$ . Содержания редких и рассеянных элементов (по данным 5 проб, г/т): Rb – 460; Cs – 17; Li – 4; Mo – 4; W – 4; Sn – до 8; F – 400; Pb – 46; As – 5; Sb, Ga, Ge – до 1; Bi, Ag – от 0,03 до 0,09; Zn – 5; Cu – 10. Биотит обычно замещен хлоритом, с выделением сагениита и магнетита. Плеохроизм резкий – зеленый по Np и бледно-зеленый по Np,  $f_{\text{орт}}^{Np} = 46\%$ . Содержание аксессуарных минералов (по К.Урунбаеву, г/т): магнетит – 1760; ильменит – 109; рутил – 12; колумбит – 12; циркон – 112; апатит – 48; монацит – 155; и в ед. зернах – гранат, ортит, турмалин, галенит и молибденит.

Гранитоиды кызатинского комплекса по химическим параметрам образуют компактную группу составов в области взаимоперехода между семействами лейкогранитов (преобладающая часть) и субщелочных лейкогранитов. Сумма щелочей 7,2-8,9 при  $Na_2O/K_2O = 0,5-0,6$  характеризует комплекс как калий-натриевую серию, а коэффициент глиноземистости  $al^1 = 4,8-10$ ; определяет породы как весьма высокоглиноземистые.

По данным В.Ф.Викторова и др. (1966), в лейкогранитах содержится (г/т): Pb – 18,8; Zn – 20; Cu – 17; Mo – 0,9; Au – 0,00028; Sn – 2,5; B – 33; в пегматоидных биотитовых аляскистах (по Урунбаеву, г/т): Rb – 302; Cs – 3,6; Li – 33; Tl – 2; Mo – 2,4; W – 2,5; Sn – 6,5; F – 1300.

Схизолиты практически отсутствуют, за исключением плагиоаплитовой зоны (до 0,5 м) на стыке лейкогранитов и аляскистов. Лейкограниты и аляскисты формировались в условиях гипабиссальной фации, на глубине 2-2,5 км, относятся к гранит-аляскитовой формации (по Кузнецову).

Таким образом, каледонский магматизм представлен среднеордовикскими серпентинитами и позднесилурийскими габбро-диоритами, плагиогранитами, лейкогранитами в Кураминском и Кассан-Каратерекском районах. Завершается процесс образованием позднесилур-раннедевонскими лейкогранитами и субвулканами калканата-катрангинского комплекса.

### *Резюме и палеогеодинамические реконструкции*

На основании характера и особенностей верхнесилурийского плутонического магматизма региона, плутонический магматизм этого времени можно рассматривать как единую совокупность формации. Их единство подтверждается многими факторами. Это, прежде всего то, что породы комплекса практически встречаются в пределах Кураминского и Кассан-Каратерекского районов и представляют, видимо, их фундамент, являющийся частью древнего континента. Такой вывод подтверждается не только геологическим положением, но и их петро-геохимическими изотопно-радиологическими параметрами (рис. 6). На этих диаграммах мы попытались интерпретировать полученные эмпирическим путем сведения об этих комплексах. Так, на диаграмме Al, Q и Or точки усредненных значений содержаний породообразующих

минералов пород всех комплексов занимают одинаковое положение, концентрируясь в центральной части треугольника. Однородность формации гранитоидов, известково-щелочной тренд их эволюции, наличие шлировых пегматитовых жил и другие петролого-минералогические признаки (глиноземистость, щелочность, известковистость и др.) указывают на малоглубинные (гипо- и абиссальные) условия их формирования. На петрогенетической диаграмме AFM (Куно, 1964) породы всех комплексов располагаются в поле известково-щелочной серии, что отражает главные тенденции эволюции магматического процесса в сторону накопления щелочей. Точки составов кызатинского комплекса наиболее близки к

углу А; таковые башкызылсайского и каракиинского комплексов удалены от него в направлении повышенной общей щелочности; в то же время породы Алабулакского массива приобретают слабо повышенный железистый уровень.

К составу первичного расплава, давшего гранитоиды известково-щелочного ряда, наиболее близок, по-видимому, состав кызатинского комплекса, обладающий минимальным значением ( $f = 4-16$ ). Непрерывная кривая в зависимости от щелочного показателя (диаграммы отношений суммы щелочей к кремнезему и калия к рубидию) так же, как и характер распределения и содержания редких и рассеянных элементов – следствие моногенности рассматриваемого эволюционного ряда.

Слабое развитие или отсутствие фемических разностей пород неравномерное, а порой и высокий фон содержаний К, Rb, Sr, Ba и др., наряду с другими изотопно-радиологическими признаками, свидетельствует о роли щелочного материала, вовлеченного в магнообразование. Общность комплексов улавливается также в характере распределения и содержания в них РЗЭ. При общем преобладании легких РЗЭ над тяжелыми в породах кызатинского комплекса улавливается слабый европиевый минимум, свидетельствующий о более сиалической природе исходного субстрата по сравнению с остальными (см. рис. 5).

Мы уже отмечали, что возраст Акча-Шавазского массива К-Аг-методом определен Ю.Х.Ахмедулиным в интервале 375-400 млн. лет. Полученные нами данные



Рис. 6. Положение усредненного состава и петрохимических особенностей позднесилурийских плутонических комплексов Чаткало-Кураминского региона. Породы комплексов: 1 – бешкызылсайского, 2 – кызатинского, 3 – каракиинского, 4 – алабулакского. Поля: I – толеитовой серии, II – известково-щелочной. Положение пород на диаграммах: а – Ab-Q-Or; б – AFM; в –  $K_2O/Na_2O-SiO_2$ ; г – K-Rb.

по Rb-Sr-методу и изохроны по гранодиоритам и адамеллитам Башкызылсайского массива характеризуют близость их возраста (413 млн. лет) и отношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7089). Показатель  $I_{\text{Sr}} = 0,70765$  указывает, согласно Г.Фору (1974), на сиалическое внутрикоровое полингенное происхождение пород массива. Абсолютный возраст, приводимый Р.Ахунджановым и др. (2006) также Rb-Sr-методом, для лейкократовых аляскитов кызатинского комплекса – 418 млн. лет, а гранодиоритов и плагиогранитов Каракиинского массива – 420 млн. лет. Эти значения по Геохронологической шкале 1989 г. соответствуют среднесилурийскому периоду – венлокскому и лудловскому векам. Отношения изотопов стронция 87 к стронцию 86 у этих массивов также близки (0,70614 и 0,70690 соответственно), что является показателем вышеуказанного механизма возникновения источника магм и ее кристаллизации.

Аналогия среднесилурийских plutонических комплексов региона улавливается также в парагенезисе и ассоциации их акцессорных минералов, а также в редкоземельном составе. Все они в значительной мере обогащены ильменитом, цирконом, флюоритом. Следовательно, относятся, по классификации В.В.Ляховича (1968-1970), к ильменит-флюоритовому типу гранитоидов.

Геодинамические условия формирования верхнесилурийского магматизма региона изучены недостаточно. Они фиксируются на фоне эволюции Туркестанского палеоокеана, но отдельно, самостоятельно, не рассматривались. По данным Р.Н.Абдуллаева и Т.Н.Далимова (1989), этому процессу предшествует активный магматизм, происходящийся на севере в стабильных областях Муюнкумо-Наратского микроконтинента, объединяющийся в андезито-гранодиоритовую вулканоплутоническую ассоциацию ( $O_2$ ). Ареалы этого магматизма в силуре расширяются за счет вовлечения территории Чаткальского, Нарынского и, отчасти, Кураминского районов, где в это время проявляются единичные тела гранитоидов верхнесилурийского комплекса. Исходя из этого и специфики состава пород, характера парагенезисов породообразующих минералов, ассоциации акцессориев, петрохимических и геохимических особенностей и трендов эволюции, породы рассматриваемых комплексов относятся к типу внутрикоровых коллизионных гранитов.

### Ранне-среднедевонские комплексы

*Калканата-Катрангинский субвулканический комплекс* (удл  $D_{1,2}$ ) описывается по материалам В.И.Айзенштата и др. (1975) и В.В.Михайлова и др. (2000). Развит в Кураминском геолого-географическом районе. Отдельные выходы фиксируются в пределах северных склонов гряд Каратагата, в верховьях рек Алчалысая, Хамбарсая, Парагайдасая, правого борта р. Каракия, левобережья р. Алмалык, низовьев рек Шаваз и Абджаз. Наиболее крупный из них (12 км<sup>2</sup>) обнажается в горах Калканата. Представители его известны еще со времен И.В.Дюгаева, Б.Н.Наследова и др. Как самостоятельный субвулканический комплекс выделен В.В.Михайловым, Ж.Н.Кузнецовым и др. в начале 60-х годов. Интрузив прорывает песчано-сланцевую толщу (O-S) и среднедевонские (предживетские) кварцевые порфиры и гранитпорфиры (уч. Каратаг, по рекам Тукулисай, Каракия, Алмалык и др.) и содержит их ксенолиты. Сами перекрываются известняками ( $D_2$  gv) в басс. р. Каракиясай и др. Исходя из этого, возраст принимается как ранне-среднедевонский.



В составе комплекса выделяются гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, риолиты, монцодиориты и кварцевые монцониты. Гранодиорит-порфиры образуют sill- и дайкообразные тела. Это массивные бурые и розово-серые с гигантопорфировыми выделениями (до 10-30 мм) ортоклаза. Основная масса – кварц, калишпат, плагиоклаз и биотит. Вкрапленники (0,5-10 мм) представлены (%) зональным олигоклаз-андезином (15-25), оплавленным кварцем (5-10), ортоклазом (10-12), биотитом (5-15).

По составу фенокристы плагиоклазов от андезин-лабрадора № 45-55 в ядре, до андезина № 28-30 в периферии. Редкие вкрапленники (до 5-7%) калий-натриевого полевого шпата соответствуют высокому ортоклазу-криптопертиту. В плагиоклазах содержится (г/т): Rb – до 250; Sr – 300; Ag – 10; Cu – 15; Be – 5; в кварце Ag – 16; Cu – 30 и Au – 0,0085.

Гранит-порфиры и риолиты серовато-розового цвета развиты в приконтактных зонах тел. Состоят из микрофельзитовой и микрогранулитовой основной массы (до 70%) и вкрапленников (0,2-1,2 мм). Монцодиориты и кварцевые монцониты имеют массивную текстуру и монцонитовую структуру с порфировыми выделениями (до 2-3 мм) калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из полевых шпатов, темноцветных минералов и кварца. Вкрапленники составляют от 20 до 60%, представлены зональным плагиоклазом (№ 30-50), реже, калиевым полевым шпатом (анартоклаз) и кварцем. Акцессорные минералы (г/т): магнетит – 600-800; циркон – 75; фтор-апатит – 100; ильменит – до 50; знаки рутила, граната, монацита.

В химическом составе гранодиорит-порфиров (среднее из 8 проб, %)  $\text{SiO}_2$  – 64,1; несколько повышена сумма щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,5-8,5$ ); по петрохимическим параметрам относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4-0,8$ ), обладают умеренной глиноземистостью ( $\text{al}^{\text{I}} - 1,7-2,7$ ). В субщелочных разностях пород комплекса содержание (%):  $\text{SiO}_2$  – от 56 до 62; сумма щелочей – 6,4-9, тип щелочности калиево-натриевый, глиноземистость высокая ( $\text{al}^{\text{I}} - 1,4-1,9$ ); содержание редких элементов (г/т): Cu – 25; В – 10; Au – 0,00022. Гранодиорит-порфиры формировались в близповерхностных условиях (субвулканическая на глубине от 0,5 до 1 км); комплекс относится к габбро-сиенитовой формации.

Итак, приведенный геолого-петрографический и геохимический материал позволяет сформулировать основные черты девонского магматизма и на этой основе реконструировать некоторые геодинамические обстановки. Фактически в регионе раннедевонский типичный плутонический магматизм не установлен, сохранились фрагменты вулканизма в горах Моголтау, Калканата, правобережье р. Ангрэн. Это последовательно дифференцированный гомодромный ряд пород, отдельные члены которого тесно связаны между собой. Обладают относительно высокой щелочностью, с чем коррелирует довольно высокий уровень содержания Rb (до 250 г/т) и Sr (до 300 г/т) в плагиоклазах и ильменит-циркон-фторапатитовая ассоциация акцессориев. Примечательно постоянное присутствие в кварце Au, Ag и Cu.

В геодинамическом плане в это время продолжается расширение Туркестанского палеоокеана за счет раздвижения Северо-Киргизского и Алайско-Таджикского микроконтинентов (Т.Н.Далимов и др., 1993). В целом комплекс образуется в режиме континентального рифтогенеза.

## Раннекаменноугольные комплексы

**Шавазский комплекс** (δтd C<sub>1</sub>). Впервые под названием габбро-перидотит-анортозитовая формация выделена А.А.Мусаевым и Я.М.Рафиковым (1991) в юго-западных отрогах Чаткальского хребта. Ранее рассматривалась в составе ранних фаз алмалыкского (C<sub>2</sub>), карамазарского комплексов. В нее входят небольшие штокообразные тела (Шавазский, Верхне- и Нижнебеляутинский, Акчинская полоса габброидов, Булакбашинский массив и др.). Комплекс описывается по материалам А.А.Мусаева и Я.М.Рафикова. В составе выделяются породы двух фаз: а) верлиты, плагиоклазовые верлиты, выделенные в Акчинском массиве, около 1-1,2% от общего объема; б) габбро, нориты, анортозиты, троктолиты, горнблендиты и корситы. Возраст и самостоятельность комплекса обосновываются следующими факторами: а) породы рвут отложения O-S, D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> и содержат их ксенолиты; б) сами же прорваны гранитоидами карамазарского комплекса (C<sub>2</sub>); в) среднее из 6-ти определений – абсолютный возраст габброидов 352-358 млн. лет, Rb-Sr-метод, что соответствует C<sub>1</sub>.

Главной петрохимической особенностью пород комплекса являются их состав и, особенно, их положение между щелочноземельными и повышенной щелочности ультраосновными породами (до щелочных пикритов) с некоторыми отклонениями в сторону щелочных габбро. По соотношению щелочей (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O) рассматриваемые габброиды относятся к калиево-натриевой серии. Элементы-примеси (г/т): V – до 90; Cr – 76; Ni – до 35; Co – до 16; Cu – 150-400; Zn – 205; Pb – 65.

Габброиды относятся к гипабиссальной фации глубинности, образуются в результате рифтогенеза. С ними ассоциируют вкрапленные пирротин-халькопиритовые гнезда (Голованов, Алиев, 1964).

**Алмалыкский комплекс** (δс<sub>1</sub>, δс<sub>2</sub>) характеризуется по материалам «Каталог...» (1975) и «Стратифицированные...» (2000). Проявлен в Кураминском и Угам-Кумбельском районах. Представлен собственно Алмалыкским массивом, который как самостоятельный комплекс стал выделяться с конца 90-х годов (В.В.Козырев и В.И.Айзенштат, 1987).

Возраст массива геологически устанавливается как нижнекарбонный. Он прорывает сланцы (O-S) и перекрывается порфиритами акчинской свиты (C<sub>2</sub>), в основании содержатся обломки сиенодиоритов. Данные радиологических исследований варьируют от 294 до 322 млн. лет (K-Ar-метод, САИГИМС, 1963; ИГЕМ, 1964). Последние цифры соответствуют геологическим данным. Форма массива определяется неоднозначно. Первоначально рассматривалась как лополит, внедрившимся между вулканитами D<sub>1</sub> и известняками D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, позднее как трещинный силлообразный лакколлит; площадь около 50 км<sup>2</sup> с юга срезается Бургундинским разломом. Уместно отметить, что глубинным бурением (скважина АО-1) установлено, что предполагаемая силло- или лополитообразная форма не подтвердилась. Исходя из этого и геофизических исследований, массив рассматривается как порфиновые штоки или выступы крупного этмолита (Николаев и др., 1991).

Массив слагают, главным образом, монцонитоиды, менее развиты габброиды и незначительно – породы сиенитовой группы. Габброиды темно-серые существенно амфиболовые, наблюдаются признаки расслоенности на лейко- и меланократовые составляющие. Последние обогащены плагиоклазом (лабрадор, битовнит) либо роговой обманкой, описываются как анортозиты и горнблендиты. Структура призма-

тически зернистая, трахитоидная, монцонитовая, реже, аллотриоморфнозернистая. Распространенные разности габбро состоят (об. %) из плагиоклаза – 58-68, роговой обманки – 12-20, клинопироксена – 7-12, биотита – 3-5 и рудных аксессуариев – до 4-5. Их минеральный состав (средний из 6-ти проб, г/т): магнетит – 9800, циркон – 185, апатит – 296, турмалин – 8, флюорит – 26, сфен – 73 и в ед. зернах – гранат, рутил, ильменит.

По данным Н.Сулеймановой (1978), в габброидах содержится (среднее из 5-ти проб, г/т): Rb – 130, Cs – 3, Li – 30, Pb – 47, Zn – 60, Cu – 45, As – 6, Sn – 5, Bi – 0,03.

Монцониты и монцодиориты составляют более 80%. Ж.Н.Кузнецов (1964) выделяет среди них три субфазы: первая – сиенодиориты, вторая – средне- и крупнозернистые монцонитоиды и третья – дайки монцонитоидного состава. Это средне- и крупнозернистые светло-серые, либо порфирировидные (за счет присутствия крупного до 1 см розовато-коричневого калиевого полевого шпата) породы. Структура монцонитовая и гипидиоморфнозернистая, реже, призматически-зернистая. Состав (об. %): плагиоклаз – 40-50, калиевый полевой шпат – 25-40, кварц – до 1, биотит – 5-9, роговая-обманка – 1-2, пироксен – до 11, рудные аксессуары – до 2-2,5. Их минеральный состав (среднее из 13-ти проб, г/т): магнетит – 7600, циркон – 250, апатит – 180, турмалин – 20, гранат – 25, флюорит – 60, сфен – 85 и др. Химический состав магнетитов (вес. %):  $Fe_2O_3$  – 66,9; FeO – 29,5;  $TiO_2$  – 2,9; Mn+Mg – 1,2; гранатов (меланит):  $SiO_2$  – 32,5;  $TiO_2$  – 1,9; CaO – 28,3;  $Fe_2O_3+FeO$  – 26,9; MnO+MgO – 1,7 и др.; сфена –  $SiO_2$  – 29,6;  $TiO_2$  – 47,6;  $Al_2O_3$  – 4;  $Fe_2O_3+FeO$  – 6,3; CaO – 26;  $\Sigma (TR)_2O_3$  – 1,9. Средневзвешенный состав пород (среднее из 79-ти анализов, вес. %):  $SiO_2$  – 54,4;  $TiO_2$  – 0,7;  $Al_2O_3$  – 16,9;  $Fe_2O_3+FeO$  – 6,7; CaO – 5,2; MgO – 2,8;  $Na_2O$  – 3,7;  $K_2O$  – 4,1.

В сиенодиоритах и монцонитах Алмалыкского массива, по данным 265-ти количественных определений, установлено (г/т): Li – 49, Rb – 165, Pb – до 64, Zn – до 220, Cu – до 219, Mo – 5,3, W – 3, Nb – 5,5, Ta – 2, F – до 480, Be – 1,8, B – 30,  $\Sigma (TR)_2O_3$  – 0,9, Co – 10, Sn – 3, Au – 0,00059, Ag – 0,5, Bi – 0,15; по данным Н.Сулеймановой (г/т): Ti – 3962, V – 141, Cr – 35, Ni – 14, Co – 18, Cu – 140.

Дайкообразные разновидности монцонитоидов мощностью от первых метров до 20-25 м и длиной – 30-50 м. Это мелко- и среднезернистые породы, выделяются биотитовые и биотито-роговообманковые и кварцевые разности. Состав (%): калиевый полевой шпат – до 30, плагиоклаз – до 40, биотит – до 5, игольчатая роговая обманка – до 2,7, рудные аксессуары – до 2.

В петрохимическом плане породы комплекса соответствуют субщелочному типу, сумма щелочей в них составляет от 7,6 до 9,2% при  $Na_2O/K_2O = 0,5-0,8\%$ . Повышен коэффициент глиноземистости ( $al' = 1,5-3,9$ ), что позволяет считать их высокоглиноземистыми образованиями. Этот параметр коррелирует с заниженными значениями фемичности монцонитов и сиенитов ( $f = 5-11$ ). Как и для габброидов, отмечается высокое значение коэффициента окисленности железа ( $F = 0,7-1,2$  до 14%), как признак малой глубины становления интрузива.

Далее, по данным В.И.Айзенштата и исследований К.Урунбаева, приводится описание вещественного состава породообразующих минералов. Плагиоклаз в габбро слабозональный. По данным 8-ми замеров на федоровском столике соответствует лабрадору от 50 до 60-65% Ан,  $+2V = 66^\circ$ ,  $\Delta = 1$ , двойникование по 001. В монцонитах (29 замеров) присутствует зональный андезин-лабрадор от 40 до 70% Ан,  $+2V = 76-80^\circ$ ,  $\Delta = 0,6-0,8$ . Двойники по  $\perp$  (010). В сиенодиоритах (25 замеров) – зональный андезин от 30 до 45%,  $+2V = 80-87^\circ$ ,  $\Delta = 0,4-0,8$ . Двойникование по  $\perp$  (010). Диориты и кварце-

вые диориты характеризуются зональным плагиоклазом с 20-25% Ан, (периферии) и до 45-50% Ан (ядро),  $2V$  варьирует от  $+84$  до  $88^\circ$ ,  $\Delta = 0,8$ . Двойникование по  $\perp$  (001). Оптика переходная. В сиенитах (8 замеров) плагиоклаз зональный, с 24-42% Ан,  $+2V = 80-86^\circ$ ,  $\Delta = 0,4-0,7$ , двойники по  $\perp$  (010). В пироксеновых сиенитах встречается олигоклаз-андезин с 25-30% Ан, спорадически присутствует альбит с 15-10% Ан. В плагиоклазах (валовый анализ) содержится (г/т): Cu – 60; Pb – 52; Zn – 54; Mo – 1; Rb – 205; Cs – 19; Ga – 24.

Калий-натриевый полевой шпат. Повсеместно присутствует микро- и криптопертитовый промежуточный микроклин, триклинный ортоклаз с  $-2V = 57-80^\circ$ ,  $\Delta p = 0,6-0,8$ . Состав по рентгенограмме:  $Ab_{40-48}$ ,  $Or_{52-60}$ . Состав криптопертитов:  $Or_{88-90}$ ,  $Ab_{10-12}$ .

Ранний биотит образует чешуйчатые и таблитчатые зерна размером 0,2-2,5 мм. Плеохроизм резкий, Ng темно-коричневый и Np светло-желтый. Общая железистость биотита варьирует от 34 до 58%, что соответствует пироксен-лепидомелану, реже, аннит-флогопитовой серии. Это подтверждается и данными химических анализов. Так, результаты частных определений окислов железа в биотитах из диоритов и сиенодиоритов (по С.Т.Бадалову, 1969):  $Fe_2O_3$  – 8,5-9; FeO – 9,3-9,8%. В биотитах содержатся (г/т): Cu – 140-150; Pb – 47-73; Zn – 110-400; Mo – 1-1,6 и  $TiO_2$  – от 1,5 до 4%, что соответствует аннит-флогопиту.

Амфибол в монцонитах и сиенодиоритах характеризуется: Ng = 20-24;  $-2V = 80-82^\circ$ ,  $f_{\text{опт}} = 36-44\%$ . Отчетливо плеохроирует в зеленых тонах. В габбро и горнблендидах характерно развитие уралитовой роговой обманки по пироксену: Ng = 8-16°;  $-2V = 70-74^\circ$ . Состав (%):  $Fe_2O_3$  – 5; FeO – 15,6. Элементы-примеси (г/т): Cu – 160-400; Pb – 80-90; Zn – 130-170; Mo – 1,5-2 (по Бадалову, 1971).

Пироксены представлены авгитом в монцонитах и сиенодиоритах с: Ng – 41-48;  $+2V = 50-58^\circ$ . Железистость 43-46%. Состав (%):  $Fe_2O_3$  – 5,8; FeO – 9,7; MgO – 11,06; Ca – 18,2. Элементы-примеси (г/т): Cu – 150; Pb – 70; Mo – 0,9.

По данным В.Клеблей (1971), в экзоконтактных зонах массива с известняками узкой полосой развиваются роговики пироксеновой фации, с магматическими породами – роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма. Наибольшим развитием пользуются породы альбит-эпидот-роговиковой фации. Широко развиты также вторичные, постмагматические процессы: пропилитизация, серпентинизация, березитизация и др. Интрузив относится к гипабиссальной фации, глубина становления до 2,4 км. С ним ассоциирует прожилково-вкрапленная молибденит-халькопиритовая рудная формация.

**Текешский комплекс** ( $\mu C_1$ ) развит в Чаткальском районе. Относятся собственно Текешский массив, часть Хондайликского интрузива в Каржантау, Курукский в Мо-голтау и небольшие субсогласные тела среди карбонатных толщ ( $D_2-C_1$ ) и силлы в окрестностях сел. Бурчмулла, Аурахмат и р. Уясай. Раньше комплекс выделялся как добатолитовый (Урунбаев, 1960) или «раннекаменноугольный» (Козырев и др., 1968), «среднекаменноугольный» (Воронич и др., 1970). Массивы или тела комплекса обладают общими чертами: а) по форме они напоминают лополиты или силлы (силлообразные залежи), прорывающие карбонатную толщу ( $D_3-C_1$ ); б) все они являются докарамазарскими или доакчинскими; в) наконец, это, в основном, малоглубинные образования, сформировавшиеся в условиях гипабиссальной фации глубинности. Описывается комплекс по материалам исследований К.Урунбаева (1958-1960 гг.) и В.В.Козырева (1967) на примере Текешского массива, который находится на правом

борту р. Пскем в северо-восточной части Майдантальского массива. Морфологически является ассиметричным лакколлитом, размещенным среди известняков  $C_1$ . На юге прорван гранитоидами  $C_2$ ; площадь 13-15 км<sup>2</sup>.

В составе интрузива выделяются: пироксениты, меланогаббро наиболее ранние и монцониты, кварцевые сиениты – поздние. Схизолиты представлены породами повышенной кислотности (граносиениты, сиенит-аплиты) и щелочности (щелочные габброиды, эссекситы, шонкиниты, реже монцониты – сиениты и биотит-полевошпатовые пегматиты).

Пироксениты и меланогаббро имеют несущественное значение, образуют прерывистую полосу блок-ксенолитов в юго-восточном эндоконтакте интрузива. Это плотные мелко- и среднезернистые породы темно-зеленого цвета.

Главные минералы пироксенитов (%): авгит до 20-25, биотит – 30-35 и плагиоклаз – до 15-20. В меланогаббро возрастает содержание плагиоклаза до 30%, иногда существенным становится ортоклаз (до 15%). В этих случаях породы по составу приближаются к эссекситам. Структура гипидиоморфнозернистая до габбровой, участками в калиево-полевых шпатовых разностях – монцонитовая. По данным В.Козырева и др. (1968), главную роль в составе Текешского массива играют монцонитоиды. Среди них выделяются средне- и крупнозернистые, реже, порфирировидные (трахитоидного облика) разности. Минералогический состав монцонитов (%): плагиоклаз – 20-39; калиевый полевой шпат – 20-50; биотит – 10-12; роговая обманка – до 7; пироксен – до 15. Встречаются также пластообразные тела мелкозернистых кварцевых сиенитов. Состав (%): плагиоклаз – 33-35; калиевый полевой шпат (микроклин) – 40-45; роговая обманка – 8-10; биотит – до 1,5 и кварц – 2-6. Структура пойкилитовая с элементами трахитоидности.

Особый интерес представляет наличие в составе комплекса (сел. Аурахмат, р. Уясай) шонкинитов и эссекситов. По данным К.Рахманова и др. (1988), все они залегают в кремнисто-карбонатных отложениях ( $C_1$ ), вписываются в их складчатую структуру. Форма – пластообразная, залежь (3-15 м×2-6 км). Относительно хорошо дифференцированы до сиенитов в центральных и шонкинитами, эссекситами – в эндоконтактных частях тел. Визуально это темно- и темно-зеленые породы среднезернистого строения с фенокристаллами пироксена (до 5-7 см). Минеральный состав (%): плагиоклаз – до 45, соответствует среднему лабрадору (N = 45-60), калиевый полевой шпат (от 12 до 30) – ортоклазу. Биотит образует буровато-зеленые чешуйки. Пироксен принадлежит эгиринсодержащему диоксиду. Аксессуарные минералы (г/т): магнетит (ванадиеносный) – до 2500; шеелит до 50; молибденит – 30 и халькопирит – 210. Высокое содержание последних рудных минералов в искусственных шлихах, видимо, обусловлено механической примесью эндогенных проявлений, известных в пределах массива.

Элементы-примеси (г/т): Sc – до 85, Zn – 280, Cu – 125 характерны для средних пород, а Tl – до 6, Rb – 350, Cs – 30, Ba – 400, Sr – 76 – для субщелочных разностей. В монцонито-сиенито-диоритах наблюдается относительно повышенное содержание (г/т): Mo – до 6-8, Sn – до 16, Th – 0,9-3, Au – 0,00096 и Ba – 350-600, с одной стороны, Be – 6-15, W – 2-9, Nb и Ta – с другой. Сумма  $(TR)_2O_3$  в некоторых разностях составляет от 147 до 290 г/т при резком преобладании элементов цериевой группы над лантаноидами, что подчеркивает их щелочную природу. В петрохимическом отношении породы комплекса представляют суб- и щелочную серии с умеренной агпаитностью

( $Ka = 0,47$  до  $0,76$ ); сумма щелочей ( $Na_2O + K_2O$  от  $5,9$  до  $7,2$ ) при резком преобладании  $Na_2O/K_2O$  – от  $1,2$  до  $3,1$  и глиноземистости  $al'$  – от  $0,9$  до  $2,7$ . В этом плане породы комплекса больше соответствуют продуктам рифтов, нежели островодужным.

Резюмируя данные по петрографическому составу и минералого-геохимическим особенностям пород комплекса, можно отметить их специфические особенности: 1) крайняя неустойчивость минерального и вещественного состава, их изменения на небольших площадях, что было подмечено еще В.И.Лугицким (1949); 2) умеренная и низкая железистость цветных минералов, особенно биотита ( $f = 35-50$ ); 3) с последним непосредственно связан высокий фон содержания акцессорного титаномагнетита (до  $1,5\%$ ) в породе (полярная связь В.В.Ляховича (1965); 4) богатство пород разнообразными акцессорными минералами, в первую очередь, минералами-индикаторами (титаномагнетит, фтор-апатит, флюорит и циркон с высоким содержанием (до  $0,07\%$ ) гафния). Все это свидетельствует о насыщенности исходного расплава летучими компонентами и титаном, что свойственно для субщелочной магмы.

### Среднекаменноугольные комплексы

*Минбулакский субвулканический комплекс* (та  $C_2$ ) распространен, в основном, в Угам-Кумбельском районе. Его образование обусловлено активным расширением Тереклинского (меридионального) и Гавасайского (субширотного) рифтов. В структурном отношении тяготеет к зонам глубинных разломов (Кумбельский, Кенкольский, Коксарекский, Северо-Ферганский). Наиболее значительный выход установлен на Ангреном плато (Кенкольский субвулкан). Аналогичные по строению и составу пород, несколько меньших размеров, выделены на южных склонах Чаткальского хребта, в верховьях Иерташская, в хребте Каржантау (Х.Б.Фаттахов, М.А.Ахмедов, 1966-1981 гг.). Субвулканическая природа большинства из них была обоснована в работах В.П.Коржаева (1974, 1981 гг.). Возраст комплекса определяется тем, что он с несогласием налегает на фаунистически охарактеризованную уинскую свиту ( $C_{1-2}$ ) и, в свою очередь, прорывается гранитоидами карамазарского комплекса с абсолютным возрастом 310-316 млн. лет. Рубидий-стронциевая изохрона по трахиандезидацитам дает возраст 317-320 млн. лет, что соответствует  $C_2$  (башкирский ярус). Описывается по материалам В.П.Коржаева, Х.Б.Фаттахова, Ю.Бородин и личных, совместных с А.Ярмухамедовым, исследований (1984-1988 гг.). Палеовулканическими реконструкциями установлено, что в составе комплекса реально присутствуют все фации: эксплозивная, экструзивная, жерловая. Самостоятельное значение имеют широко распространенные породы субвулканической и гипабиссальной фаций. Нами изучены субвулканические тела по р. Паркентсай и на Ангреном плато Кенкольский выход. Породы комплекса представляют последовательно дифференцированную, гомодромную серию от трахибазальтов до липаритов и дацитов. Основная часть петрофонда – андезибазальты, трахиандезиты и андезидациты (60-65%), а крайние члены (базальты и кислая группа пород) распространены незначительно. На этих участках андезито-базальты – это массивные порфировые породы темно-зеленого цвета. Фенокристы (до 40-50%) представлены плагиоклазом (№ 60), авгитом, гиперстеном, амфиболом, реже, оливином, полностью замещенным хлоритом. В субщелочных разностях (трахибазальты) присутствует (до 5%) калиевый полевой шпат. Среди акцессорных минералов доминируют (г/т): магнетит (до 2500) и апатит (до 400), реже, циркон (70-100). Порядок кристаллизации  $Pl-C_{px}-Pl-Amf$ - и  $Mt$ .

Структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая интерсертальная. Андезиты и трахиандезиты (серые, лиловые и бурые) состоят из нескольких генераций Р1 (10-18%) от общего числа вкрапленников, амфибола (до 10-15%) и магнетита (до 800-1000 г/т). Дациты и трахидациты представлены плагиоклазом (12-20%), калий-натриевым шпатом (5-15%), амфиболом (до 10%) и кварцем, микрофельзитовой основной массы.

Для выявления химизма использованы 76 химических анализов. Средний состав трахибазальтов (%):  $\text{SiO}_2$  – 50;  $\text{TiO}_2$  – 1,03;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17,5;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 4,7;  $\text{FeO}$  – 4,4;  $\text{MgO}$  – 4,3;  $\text{CaO}$  – 7,6;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 3,4;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,3; величина глиноземистости –  $a' = 16$ ; титаноносности –  $t = 14$ ; железносности –  $f' = 1,3$ ; коэффициент фракционирования  $K_\phi = 67$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,45$ . Аналогичные сведения имеются и по трахиандезитобазальтам (8 анализов), андезитам (18 анализов); трахиандезитам (11 анализов), дацитам (15 анализов). Исходя из этого, средневзвешенный состав пород комплекса (вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 59,6;  $\text{TiO}_2$  – 0,7;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,0;  $\text{FeO}$  – 2,8;  $\text{MgO}$  – 2,3;  $\text{CaO}$  – 4,3;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 3,6;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3,9. По этим величинам породы комплекса соответствуют андезитобазальт-дацитово-формации. Кроме того, из анализа имеющихся данных следуют выводы: 1) подтверждается ранее высказанное соображение о том, что комплекс представляет последовательно дифференцированный ряд от трахибазальтов до риодацитов включительно; 2) высокая и умеренная кремнекислотность, глиноземистость, низкая железистость, титанистость и магнезиальность сближают формацию с известково-щелочными сериями, что наглядно наблюдается на диаграмме АФМ, а высокое содержание щелочей, особенно  $\text{K}_2\text{O}$ , – с латит-шошонитовыми сериями. Такая конвергентность свойственна продуктам рифтогенной формации.

Породы комплекса, особенно мафитовые разности, характеризуются повышенными (по сравнению со средними величинами – от 2 до 6-8 раз) содержаниями мышьяка, серебра, меди, золота, а в телах по р. Паркентсай еще висмута, свинца и молибдена.

**Чукурсуйский комплекс** ( $\delta C_2$ ) проявлен в Чаткальском районе (басс. р. Ихнач). Чукурсайский шток рассматривался нами (1960) как краевая фация Ихначского массива. Как региональное подразделение выделен В.В.Козыревым и Ю.Б.Ежковым (1968) под названием «первый среднекаменноугольный». Встречается он также в Кассан-Каратерекском районе в составе сандалаш-чаткальского комплекса, параллелизуется с диоритами Келемчекского комплекса Кураминского района. Описание комплекса составлено по материалам «Стратифицированные....», 2000 г.). Это небольшие штокообразные тела, контролируемые зонами глубинных разломов. Прототипом являются диоритоиды Чукурсуйского интрузива (площадь 10-12 км<sup>2</sup>). Контакт с гранодиоритами Ихначского массива резкий. По минералогическому составу среди них выделяются диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, связанные между собой постепенными взаимопереходами. Количественно-минералогический состав типичных диоритоидов Келемчекского массива (%): плагиоклаз – 55-60, калиевый полевой шпат – 2-15, кварц – до 12, биотит – 7-15, клинопироксен – 0-3. Структура гипидиоморфнозернистая с переходами в монцонитовую, в наиболее основных разностях – габбровую и офитовую.

Плагиоклаз в диоритоидах обычно соответствует андезину (№ 37-50), в субщелочных разностях состав его доходит до лабрадора (№ 50-65). Калий-натриевый полевой шпат – криптопертитовый триклинный промежуточный ортоклаз. Биотит представлен лепидомеланом; роговая обманка, обычно преобладающая в составе

темноцветных минералов, относится к паргасит-феррогастингситовому ряду. Клинопироксен (диопсид) является типичным реликтовым минералом в диоритоидах, но в небольшой мере характерен для субщелочных разностей и габбродиоритов. Среди аксессуарных минералов, по Ю.Б.Ежкову (1968), преобладают магнетит и апатит, встречается ильменит, сфен, циркон, рутил, а также сульфиды (пирит, халькопирит, молибденит), реже флюорит, касситерит и монацит. Жильные породы в составе комплекса развиты незначительно. Представлены мелко- и среднезернистыми порфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, диорит-аплитами, аплитами и лампрофирами.

В петрохимическом отношении в рассматриваемых диоритах по сравнению со стандартами несколько завышено содержание оксидов титана, магния и калия, занижено – оксида натрия и кремнезема. Породы комплекса относятся к представителям нормального известково-щелочного, реже, субщелочного рядов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,9-6,0\%$ ), к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,9-1,4$ ). По величине коэффициента глиноземистости ( $a^1 = 0,9-1,6$ ) диоритоиды умеренно-, чаще высокоглиноземистые, а по значениям железистости ( $f^1 = 11,6-15,0\%$ ) – мезократовые породы.

*Келемчекский комплекс* ( $\mu \text{C}_2$ ) описан по материалам В.В.Козырева, В.И.Айзенштата (1987) и «Стратифицированные...» (2000). Он выделяется в Кураминском и Угам-Кумбельском районах; в Чаткальском и Касан-Каратерекском латерально сопоставляется с таковыми Чукурсуйского. Прототипом является Келемчекский или Кенкольский (по Ю.Бородину) интрузив, расположенный в средней части Чаткальского хребта в зоне Кенкольского разлома. Это трещинная интрузия, вытянутая в запад-северо-западном направлении площадью  $10 \times 5$  км. Большая часть комплекса представлена мелкими (площадь  $5 \times 7$  км<sup>2</sup>) штокообразными телами, заключенными в песчано-сланцевых отложениях ордовика, вулканитах и известняках девона-карбона. Тектонически комплекс контролируется зонами глубинного разлома. Породы комплекса практически в виде ксенолитов присутствуют также почти во всех крупных среднекарбонных массивах (Кармазарский, Кураминский, Гава-Ангренский и др.). По данным Ю.Бородина (1966), диоритоиды в Келемчекском массиве крупнозернистого строения, темно-серого цвета, почти такситового облика за счет неравномерного (кучного) распределения темноцветных минералов. По составу среди них выделяются диориты, кварцевые диориты, монцодиориты и др., имеющие между собой постепенные взаимопереходы.

Отмечаются также габбро-диориты и субщелочное габбро. Состав диоритов (вес. %): плагиоклаз – 55-60, калиевый полевой шпат – 5-15, кварц – 3-12, биотит – 7-10, клинопироксен (ед. зн.) – 0,3. Структура гипидиоморфнозернистая, местами монцонитоидная и габброофитовая. Плагиоклаз в диоритоидах соответствует андезину (№ 35-50), – лабрадору (№ 55-70). Калиевый полевой шпат – криптопертитовый триклинный промежуточный ортоклаз, биотит-лепидомелан, роговая обманка, обычно преобладающая в составе темноцветных минералов, относится к паргасит-феррогастингситовому ряду. Клинопироксен (диопсид) является типичным реликтовым минералом в диоритоидах, но в наибольшей мере характерен для субщелочных габбро. Аксессуары: магнетит, апатит, встречаются рутил, ильменит, сфен, циркон, халькопирит и молибденит. В петрохимическом плане в диоритоидах Келемчекского массива по сравнению с прототипами несколько завышены содержания оксидов титана, магния и кальция, занижены содержания щелочей и кремнезема. Породы комплекса



относятся к нормальному и субщелочному ряду ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6-9\%$ ), к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 1,2$ ); по величине глиноземистости ( $al' = 0,9-1,2$ ) умеренно-, чаще, высокоглиноземистые, а по железистости ( $f' = 11-15$  и более) – высокожелезистые.

Таким образом, диоритоиды чукурсуйского и келемчекского комплексов – ранние проявления в ряду среднекаменноугольных плутонических комплексов региона, к которому, кроме них, относятся также карамазарский и чаткальский. Нижняя возрастная граница определяется прорыванием ими минбулакской вулканогенной свиты башкирского яруса. Более древний их возраст, по отношению к карамазарскому и чаткальскому комплексам, отчетливо устанавливается во всех случаях совместного нахождения. Это хорошо согласуется с данными абсолютного возраста: 315 млн. лет – уран-свинцовый метод.

Среднекаменноугольные чаткальский и карамазарский комплексы. Обычно они описываются исследователями каждый в отдельности, исходя из районов распространения. Хотя, однозначно признается, что они являются латеральной разновидностью одного среднекарбонového комплекса. Исходя из этого, с целью избежания повторения, сокращения объема и общности по главным параметрам их вещественного состава описываются вместе под возрастным названием «среднекаменноугольные» комплексы, доминирующими в эволюции верхнепалеозойского плутонического магматизма региона.

В наименовании комплексов отражаются названия наиболее распространенных в Чаткало-Кураминском регионе групп интрузивных образований, выделенные в свое время Н.П.Васильковским как гранодиориты «Карамазарского и Чаткальского» типов.

**Чаткальский комплекс** ( $\gamma\delta C_2$ ) выделяется в пределах Чаткальского и Кассан-Каратерекского районов, объединяет, кроме Чаткальского массива, занимающего около 850 км<sup>2</sup> площади, еще 15 интрузивов (см. Приложение 2). Это ярко выраженная трещинная интрузия, приуроченная к одноименному глубинному разлому. Из других интрузивов уместно выделить Ихначский и Манасский массивы, тяготеющие к зоне Таласского глубинного разлома северо-западного простирания. Остальные выходы встречаются в ореолах этих интрузивов в виде мелких штокообразных тел – сателлиты комплекса.

**Карамазарский комплекс** ( $q\mu C_2$ ) распространен в Кураминском и Угам-Кумбельском районах, объединяет все наиболее крупные массивы района: Карамазарский, Кураминский, Акташский, Гава-Ангренский и др. Площади этих сложных полихронных массивов измеряются от десяти до нескольких сотен квадратных километров (Сюреньятинский, Акчинский, Карабашский, Чакадамбулакский, Джаркамарский, Пангазский и др.). По ныне существующим представлениям, возраст карамазарского комплекса  $C_2$  п-б<sub>1</sub>. Радиологический возраст 300-320 млн. лет, что не противоречит геологическим данным. Возраст чаткальского комплекса, исходя из геологической сопоставимости с карамазарским, считается также позднебашкирским. По уран-свинцовым радиологическим определениям – 307±6 млн. лет (Рафиков и др., 1995). Верхняя возрастная граница определяется по прорыванию в басс. рек Кызата, Саукбулак верхнекарбонowymi порфиридовидными гранодиоритами и адамеллитами кызылсайского комплекса, а в районе Шавазая – адамеллитами куюндинского ( $C_3$ -P<sub>1</sub>).

Макроскопически гранитоиды рассматриваемых комплексов весьма своеобразного облика и легко распознаваемы. Среди них выделяются средне-, крупно- и равномерно зернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты светло-серого цвета и

средне-крупнозернистые роговообманково-биотитовые монцодиориты темно-серой окраски, часто с розоватым или буроватым оттенком. Разновидности связаны между собой взаимопереходами. Примечательно, что монцодиориты особенно характерны для Гава-Ангренского массива, в то же время интрузивам правобережья р. Ангрен – подверженность динамо-метаморфизму вдоль тектонических зон глубокого заложения. Это привело к катаклазу и развитию в них полосчатых, гнейсовидных текстур с переходом роговой обманки в биотит. В силу этого они раньше нередко описывались как каледонские. Породы комплексов имеют гипидиоморфнозернистую структуру с переходом в порфиroidную. Гранитоиды включают шпирь и ксенолиты габброидов, монцонитов, присутствующих, наряду с включениями сланцев, каледонских гранитоидов и роговиков.

Почти для всех комплексов характерно развитие пород эндоконтактных фаций шириной до 100-150 м. Состав их чаще оказывается контаминированным за счет вмещающих известняков. В этом случае приконтактные породы представлены кварцевыми диоритами или монцодиоритами.

Жильные породы характеризуются мелкозернистыми адамеллитами, аплитовидными гранитами и аплитами. В ареале Ихначского массива – дайки монцодиоритов, монцодиоритовых порфиров с характерной невадитовой структурой, часто встречаются также диабазы и лампрофиры.

Типовые представители пород комплексов имеют следующий состав (%): плагиоклаз – 43-55, калиевый полевой шпат – 12-26, кварц – 10-18, биотит – 5-12, роговая обманка – 5-16. Плагиоклаз отмечается в гранитоидах в виде таблитчатых и призматических зерен размером 3-4 мм. Зональность нормальная, прямая, либо прерывистая. Состав варьирует от 35 до 50% Ан, обычно – 40-44% Ан. Оптическая упорядоченность  $\Delta = 0,6-1$ ;  $2V \pm 82$ , чаще +80. Двойникование обычное. Состав: CaO – 3,6-5,85; Na<sub>2</sub>O – 3,95-4,2; K<sub>2</sub>O – 0,4-0,7. Полный химический состав из гранодиоритов (%): SiO<sub>2</sub> – 58,68; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 24-38; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,93; FeO – 0,61; CaO – 7,56; Na<sub>2</sub>O – 5,38; K<sub>2</sub>O – 1,45; сумма – 99,6. В плагиоклазах гранодиоритов содержится (г/т): Li – 1,5-9; Rb – 11-40; Cs – 0,0-1; Be – 2-3; Pb – 16-18; Cu – 0,0-5; Mo – 0,3; W – 0,7; Nb – 10-30; Ga – 5-10; B – до 50; F – 300-500; Zn – 6-20; Sn – 0,3-0,6; As – 2-6; Hg – до 0,2; Bi – 0,03-1; Ag – 0,05; Au –  $64-92 \times 10^{-4}$ ; Sr – до 1000; Zr – 120-200.

Калий-натриевый полевой шпат в гранодиоритах соответствует триклинному и промежуточному ортоклазу-криптопертиту с  $-2V = 58-78^\circ$ ,  $\Delta \rho 0-0,25$ . Содержание альбита в криптопертитах (по дифрактограммам) – 37-40%, по оптическим параметрам – 25-36%. По данным химического анализа, калиевый полевой шпат содержит (миналы) Or<sub>71-72</sub>, Ab<sub>27</sub>, An<sub>1,8</sub>. В калий-натриевых полевых шпатах гранодиоритов (карамазарского комплекса) содержатся (г/т): Sr – 150-510; Ba – 2030; Pb – 40; Cu – до 6; Li – 30; Rb – 350; Cs – 5; Be – 2-16; Zn – до 40; Tl – 1,6; F – до 650; Ga – до 20; Sn – 0,4; As – 2-6; Hg – 0,1; Nb – 8; Mo – 0,2; W – 0,5; Bi – до 0,1; Sb – до 0,1; Ag – до 0,08; Au –  $9 \times 10^{-3}$ .

Биотит присутствует в виде таблитчатых, чешуйчатых и полизональных зерен размером до 3 мм. Плеохроизм резкий: Ng-Nm – темно-бурый, Np – светло-желтый,  $f'_{\text{орт}} = 43-50$ . По химизму биотиты Карамазарского и Ихначского массивов соответствуют истонит-сидерофиллиту, по оптике – лепидомелану,  $f'_{\text{хмм}} = 45-48$ . Биотиты из гранодиоритов содержат (г/т): Li – 90-160; Rb – 160-300; Cs – 10-15; Tl – 0,6-4,3; F – 2000-3500; Sc – 25-30; Ni – до 50; Co – 100-120; Cr – 50; B – 30; V – до 400;

Cu – до 80; Zn – до 300; Mo – до 1; W – 0,84; Pb – 30; Nb – 23; Ta – 5,7; Be – 1,4; Sn – 1-4; As – 8-15; Bi – 0,03; Ag – до 0,06; Au –  $32-200 \times 10^{-4}$ .

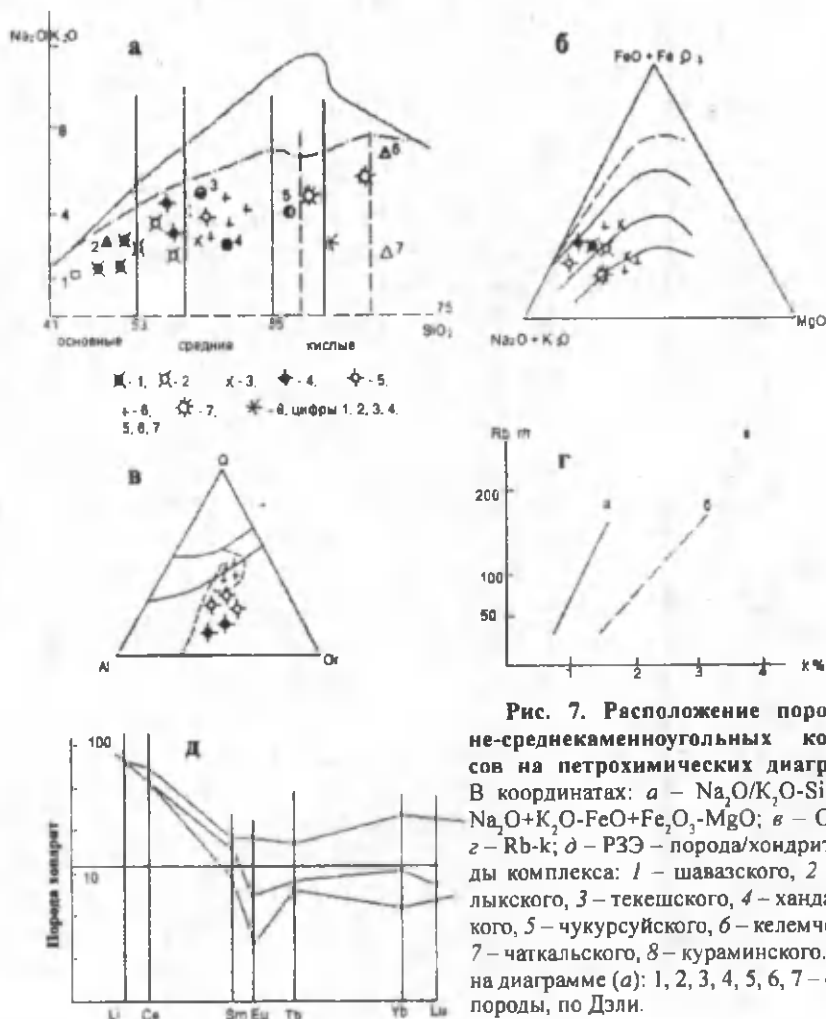
Обыкновенная (зеленая) роговая обманка присутствует в длиннопризматических (игольчатых), столбчатых, шестоватых и ромбовидных срезах, нередко с простыми и полисинтетическими двойниками. Плеохроирует в зеленых тонах: Ng – темно-зеленый, Np – бледно-зеленый,  $f'_{\text{опт}} - 36-40$ ,  $f'_{\text{хим}} - 38-45$  мол. %. Химические анализы роговых обманок из Кармазарского и Чаткальского массивов (вес. %):  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 4,51$ ; FeO – 15,0;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 10,8$ ;  $\text{TiO}_2 - 1,2$ ; MgO – 12,8; CaO – 12,6;  $\text{Na}_2\text{O} - 1,2$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,7$ . В роговых обманках из порфириовидных гранодиоритов содержатся (г/т): F – 200; Li – 8; Nb – 80; Pb – 10; Cu – 25; V – 70; Ni – 13; Co – 40; Cr – 25; Sc – 100; Zn – 0,8; Sn – 6; W – 2; Mo – 1,2; As – 6; Hg – 20; Bi – 0,2; Ag – 0,6; Au –  $75 \times 10^{-4}$ .

Элементы-примеси в гранодиоритах обоих комплексов (г/т): Ba – 1300; Sr – 290; V – 140; Cu – 30; Pb – 45; Ni – 10; Co – 14; Cr – 35; Be – 2; Y – 10; Yb – 6; Zn – 80; Mo – 0,7; Rb – 130; Cs – 1; Nb – 10; Ta – 1; Sn – 3; As – 8; Bi – 0,02; Ag – до 0,02; Au –  $5,6 \times 10^{-3}$ . Содержание ведущих акцессорных минералов в гранодиоритах кармазарского комплекса и чаткальского (в скобках) приводится ниже (г/т): магнетит – 1300-30000 (800-1900); апатит – 100-275 (200-375); ильменит – 4-18 (1-4); сфен – 100-120 (160-240); ортит – 50-60 (110-250); циркон – 60-100 (80-130); торит – 1,5-6; касситерит – 0,0-0,4 (2,3-7); турмалин – 1-3 (3,5-10). Состав магнетитов из гранодиоритов кармазарского комплекса и чаткальского (в скобках): Ti – 1,37 (0,96); Mn – 0,16 (0,90);  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 66,9$  (76,5); FeO 24 (29); MgO до 3 (6).

Петрохимически породы рассматриваемых комплексов образуют компактную группу составов в области наиболее основных представителей семейства гранодиоритов. Несколько выражена субщелочная тенденция составов. По сравнению их составов с таковыми соответствующих пород (Соловьев, 1970), обогащены железом, магнием, калием, но несколько обеднены натрием и кремнеземом. Они относятся к умеренно кислым породам нормальной щелочности (гранодиориты) и средним породам субщелочного ряда (кварцевые монцодиориты), соответствуют калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,7-1,1$  чаще 0,9); преобладание в них калия над натрием незначительное, но в целом устойчивое. По значению коэффициента глиноземистости ( $a^1 - 1,6-3,0$ ) гранитоиды комплексов высокоглиноземистые.

В эволюционном ряду среднекаменноугольного магматизма Чаткало-Кураминского региона рассматриваемые комплексы занимают положение между келемчекским и кызылсайским. Это подтверждается многочисленными примерами прорывания ими вулканитов минбулакской свиты ( $C_2$  b), а также перекрытие его вулканитами чашлинской и акчинской свит московского яруса.

Таким образом, сложное внутреннее строение гранитоидов рассматриваемых комплексов, последовательная эволюция их составов от ранних габброидов до завершающих гранодиоритов (иногда и адамеллитов) нашла соответствующее выражение в петрохимических диаграммах:  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \rightarrow \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{MgO}$ ; Ol-Q-Or (рис. 7). На этих диаграммах четко фиксируется постепенное нарастание (от габброидов к гранодиоритам) содержания кремнезема, попутно увеличивается сумма щелочей (от 3,7 до 8,5%) преимущественно за счет калия. Важная особенность ранних габброидов, по сравнению со стандартами, – повышенное содержание в них калия – 15-30% от общей суммы щелочей и MgO – до 10% против 7,5%, с чем, по видимому, связано постоянное присутствие в них биотита.



**Рис. 7.** Расположение пород ранне-среднекаменноугольных комплексов на петрохимических диаграммах. В координатах: а –  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ; б –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ ; в –  $\text{Ol}-\text{Q}-\text{Or}$ ; г –  $\text{Rb}-\text{K}$ ; д –  $\text{PЗЭ}$  – порода/хондрит. Породы комплекса: 1 – шавазского, 2 – алма-лыкского, 3 – текешского, 4 – хандайлыкского, 5 – чукурсуйского, 6 – келемчекского, 7 – чаткальского, 8 – кураминского. Цифры на диаграмме (а): 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 – средние породы, по Дзли.

По петрохимическим параметрам:  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,6-2$ ,  $\text{Kal}' > 1$ ,  $F = 50-80$ ;  $\text{Kф} = 62$ ; другие породы обоих комплексов соответствуют производным андезитового расплава. Это видно на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2$ . Наиболее поздние дифференциаты – гранодиориты, адамеллиты на диаграмме  $\text{Av}-\text{Ort}-\text{Qv}$  расположены вблизи точек тройной эвтектики на котектических линиях, соответствующих 2000-3000 кг/см<sup>2</sup> давления паров воды (см. рис. 7, в). Все это и обилие меланократовых включений (автолитов), невысокое содержание кварца в микропегматитовых разностях, альбититового компонента в щелочном полевом шпате, наличие мирмекита, отчетливая связь с блоко-разломной тектоникой, а также термодинамические параметры позволяют отнести их к вулканической ассоциации гранитоидов, плутонические массы которых стабилизировались в гипабиссальных условиях.

По всем этим признакам породы описываемых комплексов (Na-K) можно отнести к производным маловодной (1,2-2,1%) андезитовой магмы (по Штейнбергу, Фершта-теру (1976), или сиалическо-фемическому типу (Урунбаев, 1992), генерирующемуся в условиях гранулитовой фации. Подтверждение этого – умеренная железистость биотита (30-45%), роговой обманки (33-48%), их повышенная глиноземистость

Kal' – 19-25 и Kal' – 9-13 соответственно. Показательна также повышенная степень окисленности (%) железа в породах (чаще 0,5-1) и темноцветных минералах (0,14-0,7), широкое развитие магнетита (чаще 1-3), сфена, апатита, оргита и циркона. В последние годы в монцониоидных разностях комплексов установлены муассанит, коэзит, хамрабаевит и самородные металлы (Юсупов, 1983). Все это дает нам основание присоединиться к мнению И.Д.Рябчикова и др. (1987), что происхождение гранитоидов подобного типа (Na-K серии) связано с кристаллизационной дифференциацией исходного андезибазальтового расплава, генерирующегося в условиях коры переходного типа. Из нее, возможно, заимствуются не только летучие (в частности, вода), но и сиалический материал. Достоверность этой концепции подтверждается также на примере гранитоидов Монголо-Охотской складчатой системы (Ковалев, 1987). Типичными представителями гранитоидов андезибазальтовой серии являются верхнепалеозойские гранитоиды Восточно-Азиатского вулканического пояса, мезозой-кайнозойские гранодиориты Японо-Курило-Камчатской островной дуги (Горшков, 1979) и др., а также трахиандезитовой серии Монголо-Охотской зоны (Ярмалюк, 1982).

Для гранитоидов рассматриваемых комплексов, по сравнению с таковыми Приморского края (наиболее широко изученный регион), отмечается повышенный фон содержания значительного числа редких и рассеянных элементов. Это, прежде всего, элементы группы железа (Co, Cr, V) и Cu, Mo, Pb, Zn, F. Количество их коррелирует с валовым составом, уменьшаясь с понижением основности гранитоидов. Стабильная концентрация никеля, кобальта, хрома и ванадия в породах одного комплекса характеризует их андезибазальтовое происхождение, о чем также свидетельствует и величина калий-рубидиевого отношения (166-204) (см. рис. 7, з).

Таким образом, все петрографические разновидности пород гранитоидов рассматриваемых комплексов, несмотря на несущественные различия в содержаниях редких и рассеянных элементов, имеют много общего. Прежде всего, они являются продуктом кристаллизационной дифференциации андезибазальтовых магм при активном участии корового сиалического материала, стимулирующего дифференциацию. В геологическом строении региона занимают аналогичное положение: имеют малоглубинный (2,5-3,0 км) облик становления; сходный минералогический состав и петрохимию; в числе аксессуарных минералов преобладают магнетит, отсутствуют минералы TR, U, Th, Nb, Ta, Be, Sn и другие редкие элементы, присущие продуктам кислого магматизма. Все это позволяет объединить их в единый комплекс габбро-монцодиорит-гранодиоритового ряда формаций (по Кузнецову).

### Пермские комплексы

Пермский магматизм района, несмотря на широкое развитие, объект недостаточно изученный. К продуктам магматизма этого времени относятся: раннепермские шурабсайские трахибазальты, субвулканы, а также их плутонические аналоги – габбро-монциты Бабайобского, Хондайлыкского, Чилтенского и других массивов. По мнению многих исследователей, они составляют единую полифациальную вулканоплутоническую ассоциацию. Ареалы проявлений охватывают Кураминский и, частично, Угам-Кумбельский районы. Субвулканы шурабсайской свиты встречаются в окрестностях кальдер: в Кураминском хребте – Самгарской, в юго-западной части Чаткальского хребта – Чилтенской, Чилтен-Сардалинской и Кызылнуринской. Кроме

того, субвулканические образования шурабсайского комплекса известны в Бадамской грабен-синклинали (хребет Каржантау), Кассанском грабене, а также Чадакской, Коксарек-Кумлайской приразломных депрессиях.

В отношении возраста существует две точки зрения: первой придерживается большинство геологов Госкомгеологии РУз (В.И.Ткачев, В.В.Михайлов и др.), которые считают, что силло-, штоко- и дайкообразные субвулканические тела трахибазальтов прорывают вулканиты оясайской ( $C_3$ ) и шурабсайской свит ( $P_1$ ) и, в свою очередь, прорываются субвулканами кызылнуринского комплекса («Стратифицированные...», 2000; «Геологическая карта Узбекистана», 1998).

Т.Н.Далимов (1998) высказывает другую точку зрения, основанную на данных абсолютного возраста, а также на взаимоотношении базальтов шурабсайской свиты с кислыми вулканитами, сиенодиоритами (басс. р. Гавасай, Ангренское плато, Чилтенский грабен), объединяет породы кызылнуринской свиты с оясайской в одну риолит-трахириолитовую формацию ( $C_3$ ) и тем самым отрицает наличие в регионе пермских кислых вулканитов. Исходя из этого, трахибазальты шурабсайской свиты и ее плутонические аналоги он считает более молодыми, чем породы риолит-трахириолитовой формации ( $C_3$ ). Мы придерживаемся схемы, принятой сотрудниками Госкомгеологии РУз.

По материалам Л.Белова, Я.М.Рафикова, К.А.Рахманова, И.В.Мушкина приводим краткое описание пород комплекса.

*Шурабсайский субвулканический комплекс* описывается по материалам Т.Н.Далимова, Я.М.Рафикова (1986), К.А.Рахманова (1988). Комплекс представлен базальтами, трахибазальтами, реже, андезитами в окрестностях Самгарской, Чилтенской, Чилтен-Сардалинской и Кызылнуринской кальдер, в Кассанском грабене, а также Чадакской и Коксарек-Кумлайской приразломных депрессиях. В.И.Мушкин (1979) в Чилтенской кальдере описывает своеобразные трубчатые тела оливиновых трахибазальтов. Это массивные мелкопорфировые породы темно-серого и черного цвета. Порфировые выделения (10-60%) – плагиоклаз, амфибол, ( $f^* \geq 45-60$ ) биотит ( $f^* \geq 45-60$ ), реже, пироксен и разложенный оливин. В субщелочных разностях (хребет Каржантау) в основной массе встречается калиевый полевой шпат. Структура микролитовая, гиалопелитовая, реже, интерсертальная. В составе комплекса встречаются также трахиты. Они образуют небольшие субвулканические тела и экзотригивные купола: Кашкинский, Тереклинский, Янгиканский и др. Это массивные породы порфировой структуры коричневатого цвета. Состоят из вкрапленников (5-15%) альбитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и стекловидной микролитовой основной массы.

По химизму породы относятся к категории лейкократовых, высокоглиноземистых образований с калиево-натриевым типом щелочности, а по петрохимическим параметрам – к калиево-натриевому субщелочному или высококалиевому известково-щелочному типу серии. При более детальном анализе пространственно-временных соотношений и петролого-геохимических особенностей пород отдельных вулкано-структур К.А.Рахманов выделяет следующее: к щелочной серии натриевого ряда относятся субвулканы Кассанского и Такелийского грабенов и Коксарек-Кумлайской депрессии; калиево-натриевый ряд пород характерен для Чадакской и Самгарской вулкано-структур. В хребте Каржантау в вулканитах возрастает общая сумма щелочей (при  $Na/K \leq 1$ ). Кроме того, для комплекса характерна высокая общая железистость

( $f \geq 55-60 \%$ ) пород и их цветных минералов, устойчивое присутствие в составе аксессуаров магнетита и титанистого граната, свидетельствующих о базальтоидной природе исходного расплава. В геохимическом отношении комплекс специализирован на золото, серебро, свинец, висмут, мышьяк и фтор. Среднее содержание этих компонентов по сравнению со стандартными величинами выше в 1,5-3 раза и более.

Возраст комплекса принят как раннепермский, о чем свидетельствуют: 1) прорывание пород оясайской свиты; 2) секущее положение по отношению к складчатой структуре района; 3) результаты радиологических исследований: 220-288 млн. лет (K-Ar-метод) и  $281 \pm 5$  млн. лет (Rb-Sr-метод; при  $I_{Sr} = 0,70619 \pm 0,00033$ ), что подтверждает данные геологических наблюдений.

**Бабайобский комплекс** ( $\mu P$ ) представляет плутонический аналог шурабсайского. Ареалы проявления его также как и предыдущего комплекса охватывают Кураминский и, частично, Угам-Кумбельский районы. Прототип – одноименный массив, выделенный Н.П.Васильковским (1952) под названием кварцевых диоритов и сиенито-диоритов «бабайобского типа».

Кроме Бабайобского, известными интрузивами комплекса являются: Чорухдайронский (Моголтау), Лоякский (Кураминский хребет), группа интрузивов Алмалыка (Саукбулакский, Джанибекский), Акмечетский (правобережье р. Ангрэн), Хандайлыкский (хребет Каржантау), Актепинский, частично Айгырбайтальский, Алычалькский и др. (см. Приложение 2). Большинство из них представляют лакколлиты, лополиты, штоки, дайки или пластообразные тела. Описание приводится по материалам «Стратифицированные...» (2010), «Каталог интрузивных массивов Узбекистана» (1975) и исследований К.Урунбаева на примере Бабайобского, Алычальсайского и Хандайлыкского массивов. Для пород рассматриваемого комплекса характерна тесная связь со сводово-вулканическими рифтами, глубинными магмовыводящими разломами. Наиболее четко это проявлено в Кураминском районе. Особенности внутреннего строения массивов своеобразны и подразделяются на две группы: а) небольшие тела моногенного строения, сложенные монцонитоидами и сиенитами; б) крупные лополито-лакколитообразные массивы, характеризующиеся многократным внедрением расплавов, обилием даек, жил и т.д. Так, для Алычальсайского массива выделяется до 4-х импульсов формирования: 1) центральная часть – габброиды и монцодиориты; 2) среднезернистые сиенодиориты; 3) крупно- и грубозернистые сиениты и кварцевые сиениты; 4) периферическая часть – мелкозернистые сиениты и граносиениты. Кроме того, в этих массивах наблюдается обилие шпировых обособлений пироксенитов, трактолитов и «рудных стяжений» магнетит-титаномагнетит-пирротинового состава.

В составе Бабайобского и Хандайлыкского массивов доминируют монцонитоиды. Ими сложены породы первой субфазы. Это темносерые мелкопорфировые гиперстен-авгитовые монцонит-порфиры с микрозернистой основной массой. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 50, калий-натриевый полевой шпат – 27, кварц – 10,5, биотит – 3, роговая обманка – 2-3, пироксен (моноклинный ромбический) – 6, акцессорные минералы – до 0,8; вторая субфаза представлена роговообманково-гиперстен-авгитовыми кварцевыми сиенито-диоритами. Структура пород – гипидиоморфнозернистая, реже, микропегматитовая и монцонитовая. Состав (%): плагиоклаз – 42, калий-натриевый полевой шпат – 25, кварц – 9, биотит – 2, роговая обманка – 4, авгит – 8, гиперстен – 4, акцессорные минералы – 3; третья субфаза представлена ро-

говообманковыми кварцевыми диорито-сиенитами. Структура панидиоморфнозернистая в комбинации с микропегматитовой и пойкилитовой. Состав (%): плагиоклаз 37, калиевый полевой шпат – 30, кварц – 12, биотит – 0,2, роговая обманка – 7, авгит – 1 и акцессории – 4; породы четвертой субфазы – биотит-роговообманковые сиеногранодиорит-порфиры серо-розового цвета (вкрапленники до 25-30%) с микро- и тонкозернистой основной массой, аллотриоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Состав (%): плагиоклаз – 27, калиевый полевой шпат – 40, кварц – 20, биотит – 3, роговая обманка – 8, пироксен (ромбический) – 0,3, акцессорные минералы – 2.

Особенности пороодообразующих минералов, представителей различных субфаз, особенно монцонитоидов и сиенитоидов, близки между собой. Плагиоклаз присутствует в двух генерациях: в порфировидных зональных таблитчатых фенокристаллах с ядрами (№ 30-64) и мелких зернах главной массы (№ 25-30). В габброидах он представлен андезин-лабрадором (№ 45-50), в сиенитах и кварцевых сиенитах – не зональным олигоклаз-андезином (№ 20-30). Сравнительно высокая основность плагиоклаза (№ 48-60) в монцонитах Хондайлыкского массива. Калиевый полевой шпат отмечается в 3-х генерациях зерен: в основной массе, мелких порфировидных выделениях и иногда в крупных фенокристаллах. По составу соответствует промежуточным ортоклазам и микроклин-пертитам, анортоклазам (в субщелочных габброидах). Биотит-титанистый лепидомелан с резким плеохроизмом ( $f \geq 50$ ). Роговая обманка – обыкновенная зеленая ( $f \leq 50$ ). Клинопироксен – характерный минерал пород бабайобского комплекса – принадлежит авгиту, диопсиду, реже встречается ферроавгит, энстатит-авгит. Ортопироксен (гиперстен) менее распространен. Оливин в заметных количествах присутствует только в субщелочных габброидах Алычалыкского массива.

Разнообразны акцессорные минералы (г/т): магнетит – 1300, ильменит – 60 и до 280 в субщелочных разностях, анатаз – 12, брукит – 2, ильменорутил – 3, циркон – 195, гранат – 8, турмалин – 15, апатит – 95, ортит – 8, шеелит – 2, торит – 3, оранжит – знаки, монацит – знаки, молибденит – 1,5; флюорит – 41, самородная медь – 3, золото – 35-40 знаков.

Петрохимически породы характеризуются завышенными относительно типовых составов содержаниями оксидов железа (особенно  $Fe_2O_3$ ), магния, калия и пониженными – кальция; соответствуют субщелочному ряду. Величина  $K_{щел}$  в габброидах – 5,4-6,6%, в монцонитоидах – 6,9-7,6, сиенитоидах – 8-10, при значениях  $Na_2O/K_2O$  – 1,4; 0,8; 0,5;  $Kal'$  – 1,6; 2,1; 2,6 соответственно. По этим признакам породы относятся к высокоглиноземистым калиево-натриевой серии. Коэффициент железистости ( $f$ ) обычно варьирует от 8 до 12, повышаясь в габбро, что указывает на мезократовый характер исходного расплава. Индекс агпаитности ( $K_{ар} = 0,5-0,8$ ) повышен для габброидов, монцонитоидов, а для остальных разностей – стандартная величина. Коэффициент окисленности железа ( $F$ ) во всех породах 1-1,7, что свидетельствует о малоуглубинности становления комплекса.

Особый интерес представляет спектр и содержание элементов-примесей (г/т) в биотит-амфиболовых монцонитоидах: Rb – 179, Cs – 6, Li – 4, Sn – 5, Ga – 5, Ge – 2, Nb – 5,2, Ta – 1,3, Mo – 3,0, W – 5, F – 1400, Pb – 25, Zn – 70, Cu – 32, Au – 0,0084; амфиболах: Rb – 119, Li – 15, Mo – 9,4, W – 6, F – 290, Cu – 56; биотитах: Rb – 440, Li – 61, Mo – 7,1, F – 690, Cu – 55.



Раннепермский возраст пород комплекса устанавливается вполне определенно по геологическим данным. Радиологический возраст характеризуется значительным разбросом: преобладают значения 246-279 млн. лет, К-Аг-метод.

В геодинамическом отношении рассматриваемые комплексы соответствуют внутриплитно-рифтогенному этапу развития. Об этом свидетельствуют следующие факты: не выявляются отчетливые признаки унаследованности, которые свидетельствовали бы о непосредственной связи их составов с составом магматических комплексов предыдущих субдукционной и коллизионной геодинамических обстановок. Особенности состава, развитие субщелочных магматитов и приуроченность их к зонам разломов указывают на то, что в это время консолидированная к началу перми земная кора региона реагировала на тектономагматические процессы как единое целое. Этим, видимо, объясняется и однотипность комплексов (габбро-монцит-сиенитовый и трахибазальтовый) на разных вулканотектонических структурах. По мнению Т.Н.Далимова, И.Н.Ганиева (2010), такое своеобразие пермского внутриплитного магматизма есть отражение формирования в литосфере Чаткало-Кураминского региона крупного плюма. Проявление его продуктов приходится на раннепермскую эпоху, а последующие стадии эволюции фиксируются проявлением юрских, раннемеловых и палеоценово-эоценовых комплексов. Независимо от того, являются ли они результатом плюма или других эндогенных процессов, мы считаем, что образование этих магматитов, несмотря на их разнообразие по возрасту, составу, тектонической позиции и т.д., связано с процессами внутриплитного рифтогенного магматизма, который представляет совокупность магматических процессов, проявившихся после массовых пароксизмов субдукционного и коллизионного гранитообразования.

К магматизму пермского времени относятся также кызылнуринский субвулканический и арашанский комплексы. Их породы распространены в пределах Кураминского, Угам-Кумбельского, Чаткальского, Кассан-Каратерекского геолого-географических районов (см. Приложение 2).

*Кызылнуринский субвулканический комплекс.* Первоначально кварцевые порфиры, принадлежащие кызылнуринскому комплексу, установлены Е.Ф.Машковцевым в г. Кызыл-Нура. Позднее Н.В.Васильковский (1952) описал их в качестве интрузивных аналогов, излившихся липаритов, и заложил основу представления об их субвулканической природе. Она подтвердилась и в более поздних работах В.А.Арапова, Т.Н.Далимова, В.П.Коржаева, В.В.Михайлова и др.

Интрузивные комагматы – гранит-лейкограниты: Арашанский, Анаульганский, Шайданский, Чаркасарский и др. массивы. Исходя из структурно-геологической, возрастной и петрографо-геохимической общности обеих форм кислого магматизма, рассматриваемые комплексы представляют типичную вулcano-интрузивную ассоциацию, проявившуюся на заключительных этапах развития региона (Урунбаев, Далимов, 1967).

В тектоническом отношении породы рассматриваемых комплексов генетически связаны с кольцевыми вулканотектоническими депрессиями, кальдерами обрушения и рифтогенными структурами. Зачастую выполняют их центральные части (Чилтенский, Гавасайский).

В состав Кызылнуринского субвулканического комплекса, вслед за В.А.Араповым, В.В.Михайловым и др., нами включена также группа сиенит-граносиенитовых интрузий Чилтенского и Бабайобского типов. Значительную часть составляют экстру-

зивные и субвулканические тела. Наиболее крупные из них сформировались в близповерхностных и гипабиссальных (малая глубина) условиях, имеют зональное строение. В пределах хорошо вскрытых экструзивно-субвулканических массивов – Бабайтагского, Кызылнуринского, Самгарского и др., выполняющих центральные части одноименных кальдер, условно от центра к периферии выделяют следующие зоны: первая – гранит-порфиры, переходящие иногда в порфировидные граниты, граносиениты, соответствующие глубоко эродированным частям массива; вторая – их апикальные части, характеризующиеся афанитовыми, флюидалными риолитами. В этих массивах гранит-порфиры представляют резкопорфировые породы с массивной текстурой. Размеры фенокристов от 1 до 3 см. Для них характерно наличие многочисленных шлировых обособлений размером 10-15 см и крупнее, где порода представлена крупными кристаллами кварца, калиево-натриевого полевого шпата, мусковита, альбита и переходит в полнокристаллические граниты. Минералогический состав (%): вкрапленники плагиоклаза – 8-20, калиевый полевой шпат – 25-30, кварц – 10-15, биотит – 4-5. Сумма фенокристов 46-60%. Основная масса пород хорошо индивидуализирована и обладает микрогранитовой, микропегматитовой структурой. Рассматриваемые породы по вертикали и горизонтали краевых частей массивов к центру постепенно сменяются раскристаллизованными риолитами, которые состоят из тех же минералов-вкрапленников, но в иных количественных соотношениях. Для риолитов свойственны флюидалная, массивная текстура, отчетливая столбчатая отдельность.

Породообразующие минералы экструзивной и субвулканической фаций очень разнообразны. Одна из важных их особенностей – насыщенность вкрапленниками, особенно биотитом, магнетитом, флюоритом и многоэтапность кристаллизации. К наиболее ранней генерации вкрапленников следует отнести акцессорный магнетит, включенный во все минералы и образующий в шлихах сростки с иоцитом, муассанитом. После них выделяются андезин ( $An_{30-45}$ ), кварц, биотит. Следующий этап начинается олигоклазом, кварцем и заканчивается калиевым полевым шпатом, образующим нередко микрографические сростания с кварцем. Эта стадия также начинается возникновением позднего магнетита или титаномагнетита.

Выявленная зональность пород и стадийность минералообразования отражаются также в содержании и составе акцессорных минералов по вертикали (Урунбаев, 1971). Установленная зональность строения имеет место также в пределах Самгарского экструзивного купола (Таджибаев, 1988). Здесь от прикорневой части его на востоке к западу гранит-порфиры постепенно переходят в трахириолиты. Примерно такая же ситуация описана для Майгашканского экструзива, Кызылнуринского лакколита и другим телам в Карабашской кальдере (Михайлов и др., 2000).

Кварцевые сиенит-порфиры чилтенского и бабайобского типов по составу очень близки, отличаются только по размерам порфировых выделений. В составе последних в граносиенитах бабайобского типа, в порядке значимости входят микроклипертит, а в чилтенском – ортоклаз, образующие кристаллы размером до 3 см и более, олигоклаз (№ 18-25), кварц, биотит и амфибол. Структура основной массы микрогранитовая и микропегматитовая.

Всем породам комплекса свойственен сходный набор акцессорных минералов (г/т): магнетит – 800-1000, циркон – 130-150, апатит – 60-90, монацит – 5-20, ксенотим – 2-4, циртолит – 8, ортит – до 15, флюорит – до 300, ильменит – 40-50, в единичных зернах встречается муассонит и иоцит. Для сиенит-граносиенитов чилтенского типа по

р. Катитасай в отличие от пород Бабайобского массива характерно наличие акцессориев редких земель (г/т): ренггенит – до 300, паризит – 15-30, итропаризит – 8-10, синхизит – ед. зн. и др. (Урунбаев, 1980).

В отношении петрохимии можно отметить следующее: а) между средним содержанием риолитов, трахириолит-фельзитов субвулканической и экструзивной фаций разница несущественна, лишь субвулканические образования характеризуются более кислым составом, меньшим коэффициентом окисленности железа. В общем, эволюция состава комплексов заключается в обогащении пород щелочами ( $K_2O$  – 5,3, до 6,5%), кремнеземом и закисным железом. Внутри импульсов пирокластолиты по сравнению с экструзиями и субвулканическими телами имеют больший коэффициент окисленности железа (1,9-1,2 для первого, 2,2-0,8 для второго импульса), указывающий на богатство летучими первыми или начальными и относительно дегазированность поздних. Общая эволюция состава четко выражается на диаграмме Ав-Ог-Q, где породы начальных импульсов характеризуются значительным разбросом точек: поздние субвулканические и экструзивные риолиты и гранит-порфиры образуют довольно компактное поле и, наконец, завершающие пермский кислый вулканизм малоглубинные гранитоиды и дайки оказываются схожими по составу с гранитной эвтектикой. Это свидетельствует о том, что состав пород комплекса во времени стремится к эвтектике.

Для пород комплекса установлены четкие признаки вертикальной петрохимической зональности, заключающейся в том, что Si, K, F, Bi, Sb, TR накапливаются в 2-2,5 раза больше в верхних частях или поздних импульсах субвулканических и экструзивных тел. Кальций, магний, закисное железо, олово, молибден, иногда уран обнаруживают обратную тенденцию, а редкие щелочи, рубидий, литий, цезий – в глубинных частях тел. Главной причиной, обуславливающей вертикальную зональность малоглубинных интрузий, является механизм эманационной дифференциации.

Породы рассматриваемых комплексов – производные коровых полингенных магм, богатых летучими компонентами. Об этом свидетельствуют следующие факты: геологические – заложенность на коре континентального типа, а иногда и на доказанных догерцинских гранитоидах, обилие ксенолитов кислых пород, метаморфитов, высокий индекс explosивности и т.д.; петрографические – высокая степень порфирированности, многостадийность образования фенокристаллов, постоянное присутствие водосодержащих минералов, широкое развитие флюорита, редких земель, хлор- и фтор-апатита, турмалина и наличие минералов метаморфитов: ставролита, андалузита, раннее выделение магнетита, ильменита и т.д.; петрохимические – высокий фон содержания типично коровых элементов – Rb, Cs, B, Sn и урана.

Радиологические данные абсолютного возраста пород комплекса, в т. ч. наиболее представительные, в основном, указывают на раннюю пермь. Пробы, взятые из гранит-порфиров Бабатагского массива, исследовались в лабораториях ИГЕМа и ИГиГ АН РУз. Среднее значение  $272 \pm 10$  млн. лет. Аналогичную цифру ( $272 \pm 10$  млн. лет) приводит Г.Т.Таджибаев (1978) для пород Самгарского массива.

**Арашанский комплекс** (стү Р<sub>1</sub>). Современное представление о нем исторически сложилось в регионе как результат объединения двух комплексов – арашанского и шайданского (Н.П.Васильковский, 1952). Позднее это название стало применяться для обозначения герцинских ультракислых гранитов всего региона. Встречаются во всех геолого-географических районах: Кураминском, Угам-Кумбельском, Чаткальском, Кассан-Каратерекском. Породы комплекса также участвуют в строении круп-

ных массивов в Манасском полихромном массиве, образуют самостоятельные тела площадью до 400-450 км<sup>2</sup> (Арашанский, Анаульганский, Кызылторский, Туюкский, Алмасайский, Шайданский, Чаркасарский, Чимганский, Баркракский и др., а также множество мелких тел-сателлитов – Саргардонский, Чепташский, Оясайский, Джурджурекский, Беданалисайский, Айрыташский и др. (см. Приложение 2). Морфологически интрузивы комплекса – это крупные и средних размеров гарполитообразные тела, штоки и мелкие трещинные интрузии, приуроченные к системам глубинных разломов. Комплекс изучен С.М.Бабаходжаевым, В.В.Козыревым, И.Е.Сморчковым, Г.Лисициной, У.Мамарозыковым и авторами. По данным этих исследователей, он сложен крупно- и мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами, а также прорывающимися в свою очередь породы массивов дайками гранофилов, риолитов и т.д.

Комплекс является самым молодым в серии герцинских плутонических образований. Возраст его устанавливается многочисленными радиологическими данными. Наиболее представительными следует считать рубидий-стронциевые изохронные определения  $271 \pm 6$  и  $278 \pm 2$  млн. лет, которые свидетельствуют о раннепермском времени формирования.

Имеющиеся геолого-петрографические данные и исследования К.Урунбаева позволяют выделить в пределах Арашанского, Анаульганского, Шайданского, Беданалисайского, Кенкольского и др. массивов три зоны: I – глубинная, сложенная среднекрупнозернистыми аляскитами; II – промежуточная, представленная порфировидными субщелочными лейкогранитами; III – апикальная, слагаемая аплитовидными субщелочными лейкогранитами. Выделенные зоны и слагающие их, соответственно, петрографические типы пород характеризуются особенностями модалного состава и текстурно-структурными признаками. От аляскитов глубинной зоны к субщелочным лейкогранитам промежуточной и апикальной зон увеличивается содержание плагиоклаза и уменьшается калиевого полевого шпата. Глубинные зоны Беданалисайского массива, в отличие от других аляскитовых, сложены (%) субщелочными лейкогранитами (калиевый полевой шпат – 45, плагиоклаз – 18-20, кварц – до 35, биотит – 0,5-2, акцессорные – до 0,8) промежуточной и мелкозернистыми аляскитами (калиевый полевой шпат – до 50, плагиоклаз – 7,0, кварц – до 32, биотит – 0,1-0,3, акцессорные – до 0,3-0,5) апикальной зон. Глубинная часть массива не обнажается.

В составе комплекса аляскиты глубинной и субщелочные лейкограниты промежуточной зоны являются преобладающими разновидностями. Аляскиты состоят из калиевого полевого шпата-пертита (54-58%), кислого плагиоклаза-альбита (6,5-9%), кварца (32-34%), нацело хлоритизированного биотита (0,8-2,5%) и гастингсит-биотита. Акцессорные минералы – 0,9-2,5% (г/т): апатит – 120-160, циркон – до 160, флюорит – до 250, магнетит – 500, ортит – до 20 и др. Для них характерна преобладающая гипидиоморфнозернистая структура. Гастингсит присутствует в аляскитах в виде разнообразных по форме и размеру выделений – от правильных хорошо образованных индивидов, заметных невооруженным глазом, до мелких зерен, устанавливаемых только под микроскопом.

Субщелочные лейкократовые граниты апикальной зоны – это аплитовидные, мелкозернистые, розовато-красного цвета породы с аплитово-панидиоморфнозернистой структурой. Они также как аляскиты и порфировидные лейкограниты двух предыдущих зон состоят из плагиоклаза – до 32%, калиевого полевого шпата – до 34%, кварца – до 30%, биотита – до 2% и акцессорных минералов (г/т): апатит – 80-100,

циркон – более 80, флюорит – до 500, монацит – до 20, магнетит – до 300, ортит – 5. Как видно, субщелочные лейкограниты, в отличие от преобладающих аляскистов, содержат больше плагиоклаза и меньше калиевого полевого шпата, что закономерно. В составе аксессуарных минералов преобладают флюорит, циркон, появляются монацит, ксенотим.

Как уже отмечалось, арашанский комплекс помимо крупных массивов включает еще мелкие преимущественно штокообразные тела, принадлежащие фации сателлитов. Вещественный состав сателлитов существенно не отличается от состава главной интрузивной фации, структурно же эти породы весьма разнообразны: средне- и мелкозернистые, иногда крупнозернистые порфиридные разновидности, гранит-порфиры. В то же время состав и содержание аксессуарных минералов в них резко преобладает от таковых главных фаз: так, в гранит-порфирах Саргардонского, Кенкольского, Чепташского, Чимганского и Беданалисайского массивов установлено (г/т): магнетит – до 600, сфен – 85, флюорит – 700, ильменит – 60, апатит – 150, циркон-циртолит – до 250, ортит – 100, оранжит – 15, в числе типоморфных – монацит – 30, ксенотим – 12, фергусонит – 3, колумбит – 8, пироклор – 1,6 гадолинит – 0,8, касситерит – до 35, молибденит – 5, топаз – ед.зн., берилл – до 5, вольфрамит – до 27, флюорит – до 600 (Урунбаев, 1978). Эти величины превышают таковые крупных массивов в 2-4 раза.

Таким образом, аляскисты Кураминского региона имеют ярко выраженную вертикальную зональность, подчеркнутую сменой петрографических типов и некоторых петро- и геохимических особенностей. В частности, они характеризуются кислым и ультракислым составом ( $\text{SiO}_2 = 73,0-76,8\%$ , в среднем  $75,2\%$ ), повышенной щелочностью ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 8,6-9,0\%$ ) при преобладающей роли оксида калия ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,35-2,1$ , в среднем 1,5).

На совмещенной TAS-диаграмме (Total-Alkali-Silica – «сумма щелочей – кремнезем») Е.Миддлмоста (Middlemost, 1994) точки средних составов аляскистов – субщелочных лейкогранитов региона – попадают в поле гранитов, а на диаграмме  $(\text{N}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  («Классификация...», 1981) соответствуют полю кислых субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов – аляскистов калиевого ряда. По соотношению параметров щелочности ( $a = 13,0-14,8$ ) и меланократовости ( $v = 0,8-3,4$ ) на диаграмме Ю.А.Кузнецова (1976) они занимают верхнее поле субщелочных магматических пород. Субщелочные лейкограниты отличаются умеренными содержаниями глинозема, пониженными  $\Sigma \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и др. Коэффициент агпаитности  $K_{\text{аг}} = \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в аляскитах меньше 1,0 и колеблется от 0,6 до 0,75, а по коэффициенту общей железистости ( $f = 83-90$ ) характеризуются повышенной железистостью.

Незначительное количество в аляскитах биотита и высокое содержание кремнезема указывают, что гранитоидный расплав, из которого кристаллизовались эти ультракислые субщелочные лейкограниты-аляскисты, не был богат водой. Содержание воды в расплаве не превышает 1-3%, ее давление варьирует от 0,5 кбар (кенкольский шток) до 1 кбар (Беданалисайский и Шайданский выход, рис. 8). Согласно классификации Г.Ф.Ферштатора (1987), такое количество воды в расплаве соответствует маловодным гранитам в отличие от «умеренноводных» (3-5%  $\text{H}_2\text{O}$ ). По его же мнению, маловодные гранитные магмы отличаются высокой температурой и могут подниматься вплоть до поверхности – образовывать гипабиссальные интрузивы и извергать кислые лавы.

Выплавление гранитной магмы, из которой кристаллизовались аляскисты, по всей вероятности происходило из метаморфических пород типа кислых гранулитов, при-

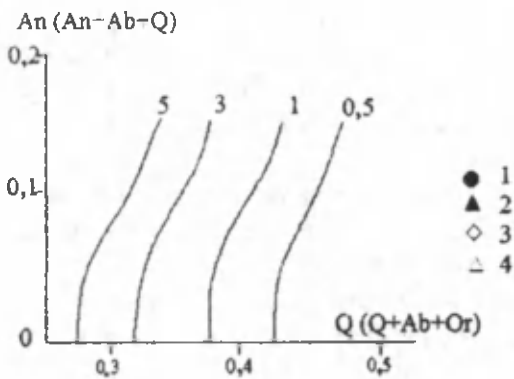


Рис. 8. Диаграмма  $An (An+Ab+Q)-Q (Q+Ab+Or)$  для аляскитов Кураминской зоны. Аляскиты интрузивов: 1 – Арашанского, 2 – Шайданского, 3 – Беданалисайского, 4 – Чаркасарского. Сплошные линии – изобары котектических минимумов в системах  $Q-Or-An-H_2O$ . Цифры около изобар –  $P_{изоб}$ .

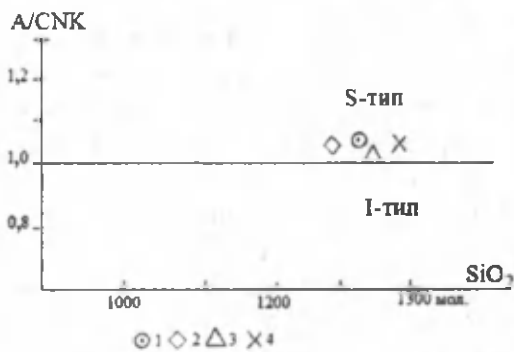


Рис. 9. Диаграмма  $A/CNK$  для аляскитов разных регионов. Аляскиты: 1 – Кураминского региона, 2 – Нью-Фаундленда, 3 – Центрального Казахстана, 4 – Северного Тянь-Шаня.

сутствующих наряду со средними магматическими породами в составе «диоритового» подслоя «гранитного» слоя коры Кураминской зоны.

Своеобразное положение аляскиты комплекса занимают на диаграмме  $A/CNK-SiO_2$  (рис. 9), где видно промежуточное положение составов пород комплекса и других регионов вблизи линии, разделяющей I и S-типы. Поэтому аляскиты можно считать представителями промежуточного I+S-типа, чему не противоречат также изотопные составы стронция, которые обычно у нижнекоровых гранитов (I-тип) всегда меньше 0,708, а у верхнекоровых (S-тип) больше 0,708. По данным Г.Т.Таджибаева (1988), в аляскитах Шайданского массива значение  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7071$ , т. е. имеет промежуточное положение.

Сопоставления редкометального состава пород комплекса относительно гранитного кларка показывают как индивидуальные черты, так и их сходство. Для комплекса присущи высокие концентрации K, Rb, Nb, Be, W, Sn, F и других элементов, тогда как количество Li, Ba, Sr, Tl, В ниже кларка. Особый интерес представляют содержания элементов-примесей по отдельным массивам: аляскиты Арашанского и

Анаульганского массивов характеризуются повышенными (в 1,5-2 и более раза) содержаниями K, Rb, Ba, Be, W и Sn, на уровне стандартов халькофильные (Pb, Zn, Cu) и сидерофильные элементы (Ni, Co), пониженные – Li, Cs, Sr, Zr, Tl, В и V. Для гранитов Саргардонского, Чепташского и Чимганского массивов свойственны высокие содержания Rb, Ce, Y, Nb, F и рудных элементов, низкие – K, Ba, La, Te, V и В. Ультракалиевые аляскиты и субщелочные лейкограниты Беданисайского, Чаркасарского массивов отличаются положительной специализацией на K, Rb, Nb, Be, W, Th, U, В и Ni и отрицательной – Li, Ba, Sr, Y, Sn, и F. По уровню концентрации летучих элементов F, В аляскиты четко делятся на фтористые (Шайданский, Беданалисайский, Саргардонский и др.) и бороносные типы (Чимганский, Чаркасарский, Оясайский, Чепташский и др.). Фтористые типы сопровождаются редкометальными (W, Sn, Be, Nb, Ta) типами оруденения, а с бороносные – Bi, Cu, U, TR проявлениями.

Геодинамическая обстановка формирования аляскитов рассматривается совместно с  $S_3$ - $P_1$  гранитоидами Южного Узбекистана (Далимов и др., 2010). Некоторые частные сведения геодинамики аляскитов Западного Карамазара содержатся в работе И.В.Карпенко (2004). Наряду с геологическими данными, нами использованы также различные дискриминант-диаграммы. В настоящее время наиболее популярной является тектоническая интерпретация гранитоидов, основанная на соотношениях петрогенных катионов  $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$  и  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$  (Batcheloz, Bouden 1984). На этой диаграмме аляскиты Кураминского и других регионов соответствуют полю синколлизии образований. Это подтверждается также особенностями их редкоэлементного состава. На известной Rb – (Y-Nb) диаграмме Дж.Пирса (1984) состав аляскитов Арашанского, Чаркассарского, Саргардонского и Шайданского интрузивов попадает

в поле синколлизии гранитов (рис. 10). В это поле ложатся фигуративные точки средних составов аляскитов других регионов. Своеобразное положение аляскиты занимают и в другой диаграмме (Harris et al. 1986). По соотношению Rb/Zr к  $SiO_2$  (рис. 11) граниты разделены на: I – граниты вулканических дуг; II – синколлизии; III – постколлизии. Исследованные нами аляскиты, а также аляскиты других регионов характеризуют также синколлизии магматические образования.

Приведенные выше данные определяют аляскиты Кураминского региона пермского возраста как коллизии. Этому не противоречат также данные по Туркестано-Алайской зоне, соседствующей непосредственно на юге с Кураминским регионом. Здесь также как и в перми проявился мощный коллизии магматизм (Ненахов, 1992), являющийся следствием столкновения двух крупных геоблоков земной коры: Казахстанского палеоконтинента на севере и Каракумо-Таджикского – на юге. Кроме того, пермский магматизм, как и

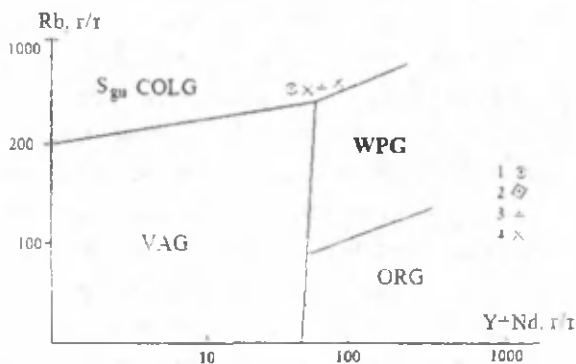


Рис. 10. Положение аляскитов Кураминского и других регионов на Rb-Y+Nd диаграмме (Pearce, 1984). Поля гранитоидов: островодужных (VAG), синколлизии ( $S_{COLG}$ ); субдукционных (WPG) и океанических (ORG) хребтов. Усредненные пробы аляскитов: 1 – Чаткало-Кураминских гор, 2 – Приморского края, 3 – Токраунской зоны, 4 – батолита Экли-Сити, о. Нью-Фаундленд.

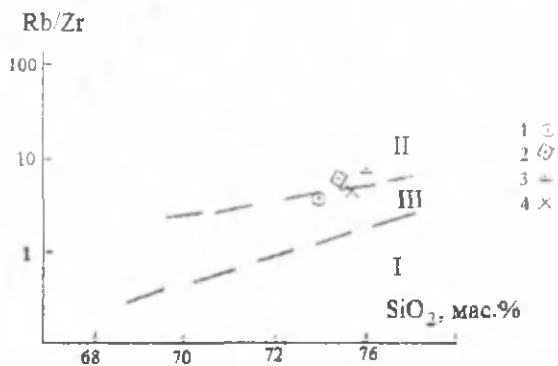


Рис. 11. Диаграмма Rb/Zr- $SiO_2$  для аляскитов Кураминского и других регионов. Поля гранитов: I – островодужных, II – синколлизии, III – поздних и постколлизии (Harris, 1986). Усл. обозн. см. на рис. 10.

магматизм предыдущих этапов, обладает специфическими отличиями. Во-первых, сейчас уже ясно, что, несомненно, в пермь переходит часть заключительной фазы средне-верхнекарбонного субдукционного магматизма; четко отделить их от карбона не представляется возможным. Во-вторых, объем и верхняя граница пермского магматизма оказались не менее сложными и прерывистыми. И, наконец, в-третьих, в химизме пород отмечаются: а) калиево-натриевый, повышенно-калиевый тип щелочности; б) их высоко- и весьма высокоглиноземистый характер; в некоторых случаях (Хандайлыкский, Алычалысайский массивы) высокая общая, в частности, калиевая, щелочность сближает рассматриваемые породы с производными оливиновых щелочных базальтов; в) четкое гомодромное строение массивов подтверждается ростом содержаний  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$  в породах заключительных импульсов внедрения с уменьшением в этом направлении суммы оксидов железа, магния и кальция.

Таким образом, герцинский магматизм – определяющий в тектономагматическом развитии региона. В это время здесь образуется Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс, и дальнейшее развитие региона происходит по канонам вулканических поясов. В ранне-среднем девоне в Кураминском регионе происходит вулканизм, образуются Калканата-Катрангинский субвулканический комплекс. В конце раннего карбона на юго-западных окончаниях пояса внедрились габбро-сиениты (алмалыкский комплекс) и субвулканические тела минбулакского комплекса. Им предшествовало внедрение габбро-перидотитов, анортозитов шавазского комплекса.

Среднекаменноугольное время знаменуется образованием крупных и сложно-построенных интрузий диорит-монцодиорит-гранодиорит-адамеллитового состава. Позднее изливались вулканы позднекаменноугольного и раннепермского времени, сопровождаемые субвулканическими телами надакского, оясайского, шурабсайского и кызылнуринского комплексов. Последними внедрились интрузии, комагматичные раннепермским вулканитам: лейкограниты арашанского комплекса. Завершается палеозойский магматизм образованием даек пестрого состава регионального распространения – канимансурский комплекс.



## Глава III. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

### Основные итоги предыдущих исследований

Основные итоги исследований магматической геологии Чаткало-Кураминского региона изложены в фундаментальных трудах отечественных и зарубежных геологов (Х.М.Абдуллаев, Н.П.Васильковский, Е.Д.Карпова, Ф.Ш.Раджабов, В.А.Арапов и др.). Несомненно, положительную роль в познании магматизма региона сыграла публикация многотомной серии «Геология СССР», где были обобщены материалы о магматизме региона, известные к концу 70-х годов, и ряд фундаментальных работ: «Кислый магматизм Западного Тянь-Шаня» (1985), «История магматизма Тянь-Шаня» (1989), «Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана» (2000). Здесь Чаткало-Кураминский регион рассматривался с позиций эпикаледонского срединного массива с наложенным краевым Бельтау-Кураминским вулканоплутоническим поясом.

Принципиально новый этап в исследовании Тянь-Шаня, в т. ч. и Чаткало-Кураминского региона, начался с конца прошлого столетия. Появилась серия публикаций о покровах, шарьяжной структуре Южного Тянь-Шаня, явлениях рифтогенеза, серпентинитовом меланже, олистолитах и олистостромах и др. В этой ситуации возникла острая необходимость пересмотреть эволюцию Тянь-Шаня с позиции новой концепции тектоники плит (В.Буртман, Г.И.Макарычев, Г.П.Поршняков, Р.Усманов, Ш.Сабдюшев, Р.Н.Абдуллаев, Т.Н.Далимов, М.Гесь и др.). Ныне она рассматривается как продукт эволюции Киргизского, Туркестанского, Гиссарского палеоокеанов. В этом плане Чаткало-Кураминский регион занимает место северной активной окраины Туркестанского палеоокеана. Эту точку зрения ныне разделяют многие геологи, в т. ч. и авторы. Сейчас уже ясно, что здесь основную роль среди магматических горных пород играют разнообразные плутонические комплексы, проявившиеся от позднего архея до конца перми.

Отдельные аспекты связи плутонического магматизма с геодинамикой и типами земной коры Узбекистана, базирующиеся на современных геодинамических концепциях, рассмотрены нами в работах «Генетические типы, рудоносность палеозойских гранитоидов и ассоциирующих с ними пород Узбекистана» (1991), «Палеозойский гранитоидный магматизм – индикатор геодинамического развития Туркестанского палеоокеана» (1998). В этих работах, исходя из состава пород, предложена общая схема периодизации гранитоидного магматизма и его индикаторного значения в познании истории геодинамического развития региона: палеоокеанический ( $O_2-S$ ), субдукционный ( $C_2-C_3$ ), коллизионный (P). В настоящее время эта схема с некоторыми поправками на основе магматической геологии развивается Т.Н.Далимовым, И.Н.Ганиевым и др. Их труды «Геодинамика Тянь-Шаня (1993), «Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня» (2010), по-существу единственные, посвященные геодинамике Тянь-Шаня. Вместе с тем в этих работах в общих чертах, на что указывают сами авторы, «... исследования позволяют говорить лишь о довольно простых геодинамических обстановках, многие детали которых еще не изучены» (1993, с. 8), охарактеризованы основные стадии геодинамических обстановок цикла Уилсона. На

наш взгляд, это связано с тем, что авторы при выявлении конкретных геодинамических условий в основу берут породы в объеме комплексов и свит; что же касается их вещественного состава, то им не придают или мало придают значения.

Аналогичный принцип использован при написании отчетов и публикаций Р.Х.Миркамалова (1996-2008 гг.) и Ю.С.Савчука (1994) при составлении геодинамических карт Западного Узбекистана (Центральные Кызылкумы, Нуратинский район) с позиции аккреционной призмы. Таким образом, в настоящее время геологической общественностью республики в той или иной форме признано, что эволюция Южного Тянь-Шаня в палеозое связана с заложением и эволюцией Туркестанского палеоокеана. Вместе с тем авторы считают, что настало время систематизировать развитие Туркестанского палеоокеана тех или иных комплексов, отнесенное к различным геодинамическим условиям, исходя из их вещественного состава, поскольку при геодинамической реконструкции конкретных регионов именно вещество может служить надежным критерием.

Уместно отметить, что авторы далеки от мысли о неконструктивной критике вышеупомянутых работ, а наоборот, разделяют установленные ими каноны, но интерпретируют их, исходя из вещественного состава пород, породообразующих и акцессорных минералов, петрохимии и геохимии. Поэтому нами в качестве критериев для выяснения связи между геодинамикой и палеозойским плутоническим магматизмом региона использованы так называемые «сквозные минералы» (т. е. минералы, практически встречающиеся во всех типах и разновидностях пород), содержание и соотношение геохимически близких «пары» элементов, данные изотопной геологии, количество и спектр законсервированных в минералах газовой-жидких включений. Если содержание и соотношение геохимически близких «пары» элементов (состав редких земель, изотопов стронция, рубидия и др.) для познания геодинамической обстановки в развитии магматизма отдельных регионов частично применяются (Балашов, 1976; Далимов и др., 2010; Солодов, 1987; Pearce et al., 1984; Карпенко, 2004), то ассоциации породообразующих и акцессорных минералов, их вещественный состав для этой цели не используются. В этом отношении рассматриваемая работа фактически первая попытка. Необходимость использования состава минералов и законсервированных в их однотипных разностях газовой-жидких включений объясняется еще и тем, что они зачастую являются надежным критерием при выяснении роли магматизма в образовании ассоциирующихся с ними эндогенно-рудных формаций. Вместе с тем, авторы сознают, что такой подход решения столь сложной проблемы геологии не единственный и не лишен недостатков.

### **Породообразующие и акцессорные минералы как возможный индикатор геодинамических обстановок**

Говоря о зависимости состава и содержаний породообразующих и акцессорных минералов магматических пород как о факторе геодинамических условий образований комплексов или свит, необходимо отметить, что они обычно используются для выявления рудоносности пород. На эту тему имеются многочисленные публикации (Рабинович, 1958; Туровский, 1963; Хамрабаев, 1958; Сморгков, 1967; Baker, 1964; Ляхович, 1966 и др.). Нами эти минералы впервые использованы в качестве факторов для выявления геодинамических условий образования пород различных ге-

нетических типов. Отобраны наиболее их информативные разности и самородные металлы, практически встречающиеся почти во всех разновидностях генетических типов пород. Их подробные описания приводятся в многочисленных публикациях К.Урунбаева, П.Т.Азимова, В.В.Козырева, Р.Г.Юсупова и др. Здесь отметим лишь некоторые особенности их вещественно-минералогического состава в свете геодинамических условий развития различных генетических типов магматизма.

**Биотит** встречается почти во всех типах пород комплексов. По мнению Ф.Р.Апельцина и Г.П.Токсубаевой (1978), он является не только хорошим показателем рудоносности вмещающих пород, но и указывает на геологическую природу и условия их образования. Для этой цели применяется известная диаграмма М.Фостера (1980), в которой соотношение катионов в октаэдрической координации биотитов используется как критерий для определения условий образования и природы субстрата. Нами она использована для выяснения геодинамических условий формирования конкретных комплексов региона (рис. 12).

Как видно из диаграммы, биотиты из субдукционных гранитоидных комплексов (карамазарский, чаткальский) размещаются в верхней части, в поле железисто-магнезиальных биотитов или же в поле железорудных месторождений. Биотиты из древних коллизионных комплексов (башкызылсайский, каракиинский, кызатинский) за исключением бешторского, попадают в поле маложелезистых биотитов или же в поле молибден-вольфрамовых и олово-вольфрамовых месторождений. Таковые из пород островодужных условий (алмалыкский комплекс) располагаются между железистыми разностями и сидерофиллитами. Особое положение занимают биотиты из гранитоидов пермской коллизионной



Рис. 12. Соотношение катионов октаэдрической координации в биотитах гранитоидов в различных геодинамических условиях на диаграмме М.Фостера (1980). Биотит, комплекс: 1 – субдукционных гранитоидов, карамазарский и чаткальский, 2 – минбулакский субвулканический, 3 – коллизионных гранитоидов, бешторский, 4 – башкызылсайский, каракиинский и кызатинский, 5 – арашанский, 6 – островодужных, алмалыкский.

стадии. Они большей частью сосредоточены в сидерофиллит-лепидолитовом поле или же в поле субщелочных редкометальных (Sn, Nb, Ta, W, Be и др.) пород. Исходя из этой диаграммы и табл. 5 можно сделать также и петрогенетические суждения. Биотиты с высокими содержаниями Ti, Cr, Co, Ni – магнезиальные, а таковые высокожелезистого состава содержат преимущественно Pb, Zn, W, Mo. Тогда как в биотитах сидерофиллит-лепидомеланового состава присутствуют преимущественно Sn, Be, TR и редкие щелочи. Все это свидетельствует о связи субдукционных гранитоидов с магмой андезибазальтового и коллизионных кислого составов.

Таблица 5

Средние содержания редких и рудных элементов в биотитах гранитоидов различных геодинамических условий Чаткало-Кураминского региона (г/т), по данным частных определений

Гранитоиды, комплекс	Ti, %	Ni	Cr	Co	Pb	Zn	Cu	Rb	Σ TR	F, %	Cb, %	Au
Островолужные, алмалыкский (4 пробы)	2,95	18,6	12,5	3	36	570	64	310	760	0,92	0,26	0,0705
Субдукционные, карамазарский, чаткальский (6 проб)	4,35	24,5	19	6	8	210	43	169	296	0,08	0,19	0,0140
Коллизионные, бешторский, башкызылсайский, каракиинский, кызатинский (8 проб)	0,78	5,0			2,5	130	8	850	1005	0,13	0,07	0,009

Говоря о зависимости между содержаниями элементов-примесей в биотитах и рудоносностью самих гранитоидов следует отметить исследования Н.Т.Азимова, Н.К.Джамалединова и др. По их мнению, высокое содержание W, Mo, Sn в биотитовых гранитах Актауского массива и редких щелочей, ниобия, тантала и TR в лейкогранитах Лолабулак-Кетменчинского способствовало образованию здесь месторождений W, Mo (Лянгар) и редкометалльных пегматитов (Зирабулак-Зиаэтдинские горы). Аналогичная закономерность в отношении редкометалльных гранитов Северо-Востока установлена М.Г.Руб (1986) и редких щелочей Центрального Казахстана (Негрей, 1989) и др. Иначе говоря, выявленную связь между содержанием редких и рудных элементов в биотитах, рудоносностью вмещающих их пород и, возможно, их эндогенными проявлениями можно считать общепризнанной.

**Полевые шпаты.** В настоящее время связи их с геодинамикой только находятся на стадии разработки. Имеются лишь единичные сведения М.В.Троянова (1982) о происхождении редкометалльных гранитов Урала. По его данным, полевые шпаты из пермских коровых гранитов содержат (г/т) значительно больше рублидия (до 650), вольфрама (5,7), свинца (49,0), ниобия, тантала (5-12), чем эти же минералы из гранитов базальтоидного происхождения – 260,0; 1,9; 26,0; 0,0-5 г/т соответственно.

Не менее интересные сведения можно извлечь также при сопоставлении вещественного состава калий-натриевых полевых шпатов и собственно плагиоклазов палеозойских гранитоидов Узбекистана различного генетического типа (табл. 6, 7).

Один из главных выводов (см. табл. 6, 7) – слабо проявленная рудогенерирующая способность океанической магмы, условий или пород фемического петрогене-

Таблица 6

Средние содержания редких и рудных элементов в калий-натриевых полевых шпатах палеозойских гранитоидов Узбекистана различного генетического типа (г/т), по данным частных анализов

Типы гранитоидов	Σ TR	W	Mo	Pb	Be	Rb	Cs	F	Sn
Фемические (3)	30	2,7	0,9	19	1,5	290	6,5	202	9,0
Сиалические (15)	334	4,6	3,8	82	3,8	880	11,0	484	6,9
Сиалическо-фемические (8)	228	2,3	1,3	51	-	345	9,0	265	4,1

Примечание. В скобках – количество проб.

Средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазах палеозойских гранитоидов Узбекистана различного генетического типа (г/т), по данным частных анализов

Типы гранитоидов	$\Sigma$ TR	B	Pb	W	Mo	Be	Li	Rb	F	Cl	Au	Nb	Ta	Sn
Фемические (11)	130	-	-	1,5	2,3	-	22	25	480	-	0,006	6	-	4,5
Сиалические (29)	272	42	27	4,2	0,9	9,5	19	107	5900	-	0,0048	24	4	9,8
Сиалическо-фемические (13)	175	22	18	3,1	1,6	2,9	27	52	2400	424	0,0046	11	1	3

Примечание. В скобках – количество проб.

тического типа в отношении редких элементов (Zr, Nb, Ta, Sn, W, Be, TR и др.), что выражается в незначительном количестве их собственных аксессуарных минералов. Наиболее обогащены ими породообразующие минералы коллизионных гранитоидов или породы сиалического типа. Это подтверждает высказывания Ф.Р.Апельцина (1970), В.И.Коваленко (1977) и многих других о том, что коровые граниты, образующиеся в условиях коллизии в процессе плавления сиала и последующей кристаллизационной дифференциации гранитных магм, наиболее перспективны в отношении редкометального оруденения.

Вместе с тем, породообразующие минералы субдукционных гранитоидов или пород сиалическо-фемического типа в соответствии со своеобразием происхождения в значительной мере наследуют минералого-геохимические особенности как субокеанических, так и коллизионных гранитоидов. Их обогащенность Fe, Ti, Au, Cu, Mo, W, U, Th, F и др. отражается и на аксессуарно-минеральном составе. Таким образом, появляется реальная возможность по породообразующим минералам различать геодинамические условия образования гранитоидов различного происхождения (Урунбаев, 1988).

При выявлении рудоносности и преемственности условий образований и генетических типов гранитоидов и ассоциирующих с ними эндогенных рудных формаций особое положение занимает изучение вещественного состава и содержаний аксессуарных минералов. Они определяются как присутствием в аксессуарных минералах соответствующих рудных и редких элементов, так и наличием среди эндогенных образований их минеральных видов из пород различных генетических типов и условий образований (табл. 8).

Наличие собственных самородных металлов в качестве аксессуариев в изверженных породах установлено исследователями на примере олово-, железо-, ниобий-танталосных и некоторых других гранитов. При этом образование самородных металлов рассматривается как явление, тесно связанное с особенностями развития магматических процессов, флюидного режима и близко сопряженное с эндогенным рудообразованием (Рябчиков, 1981). В пределах палеозойских гранитоидов Узбекистана устанавливаются несколько рядов самородных металлов: Au-Ag, Cu-Pb-Zn, Cu-Bi, Fe-Cr и др. Так, самородное золото чаще фиксируется в составе магматитов субокеанических условий или фемического типа. Здесь также отмечаются самородные хром и железо. Все это, видимо, объясняется условиями образования и насыщенностью магматических систем Cl, B, C. Серебро, в отличие от золота, тяготеет

Таблица 8

Усредненные значения содержаний  
ведущих акцессорных минералов  
и самородных металлов  
в гранитоидах Узбекистана различного  
генетического типа и условий образований, г/т

Минерал, само- родный металл	Типы гранитоидов		
	фемиче- ские	сиали- ческие	сиалическо- фемические
Магнетит	4100	640	3600
Йоцит	5	-	204
Ильменит	15	210	5
Апатит	205	135	265
Сфен	105	65	196
Ортит	110	85	150
Гранат	10	40	70,5
Циркон	155	265	180
Рутил	+	40	5
Торит		+	35
Оранжит		+	18
Молибденит	15	+	25
Шеелит	+	9,5	10
Вольфрамит	10	9,0	30
Касситерит	+	10,5	10
Малаяит		+	
Крейтонит	+	+	
Графтонит	+		
Флюорит	+	30	145
Турмалин		45	80
Рентгенит			до 70
Тантало-ниобаты	+	60	5
Бломстрандин		20	+
Монацит	+	105	36
Ксенотим		10	25
Гадолинит	+	+	5
Муассонит			10
Козсит			+
Хамрабаевит			+
Хромпикютит	+		
Итросинхизит			+
Висмутин	+		35
Аргентит			5
Медь	+		+
Золото	+		+
Серебро	+	+	+
Олово		+	
Висмут			+
Свинец		+	+
Хром	+		
П	52	146	426
Условия образо- ваний	Су- бокеа- ничес- кий	Суб- дукци- онный	Коллизион- ный

Примечание: + – присутствие минерала в единичных зернах; П – количество проб-протоколов.

к субдукционному магматизму или сиалическо-фемическому типу при насыщенности системы фтором; медь, висмут – бором, хлором и углеродом. Из этого можно констатировать, что магматизм океанических условий сопровождается минералообразованием самородных металлов Fe, Cr и Au. Субдукционный тип магматизма зарождает самородные металлы ряда Au-Ag, Pb, Zn и др., включая их многочисленные интерметаллиды (на основе Au-Pt, Au-Fe, Sn-Pb, Cu-Bi и др.). Коллизионный магматизм способствует самородному минералообразованию литофильного характера. Все это соответствует широкому распространению их постмагматического проявления с каждым петрогенетическим типом и свидетельствует о прямой зависимости между эндогенными рудными формациями и ассоциацией самородных металлов в магматических породах различных геодинамических условий образования.

**Магнетит.** О высокой петрологической и геохимической информативности магнетитов известно давно. В настоящее время она используется в качестве надежного индикатора при установлении формационно-фациальной принадлежности и типизации разнообразных гранитоидов, при выявлении эволюции магм, выявлении окислительно-восстановительного режима кристаллизации магматических пород. Иногда этот минерал применяется также для установления типов геохимической или металлогенической специализации магматитов и является надежным геотермометром.

Авторы попытались показать индикаторную роль магнетита на примере палеозойского магматизма региона, где геодинамические обстановки вполне доказуемы и обоснованы многочисленными геолого-геофизическими данными.

Магнетит, как предмет анализа, выбран неслучайно, поскольку он кристаллизуется в широких термодинамических и окислительно-восстановительных условиях и четко реагирует в парагенезисе с другими породообразующими минералами на вариации составов окружающей среды. Так, по данным Л.А.Пиарсе (1984), магнетиты базальтов СОХ встречаются в парагенезисе с магнезиальными оливинами и высокоглиноземистыми пироксенами, а магнетиты окраинных морей и островных дуг – с пироксеном пониженной железистости, редко, керсутитом. Для базальтов активных окраин характерен парагенезис магнетита и амфибола с ромбическим пироксеном пониженной железистости. В регионе магнетит как акцессорный минерал встречается практически во всех гранитоидных комплексах. Ассоциирует с роговой обманкой, пироксеном и биотитом пониженной железистости ( $f \geq 40-45$ ). Иногда магнетит в лейкократовых разностях гранитоидов сопровождается ильменитом, который образует как вростики в магнетите, так и самостоятельные зерна. Наличие структур распада магнетита и ильменита говорит об их первично-магматическом происхождении.

По анализу химического состава 26-ти акцессорных магнетитов из гранитоидов различных геодинамических обстановок (офиолитов, островных дуг, активных окраин) обнаруживают закономерные вариации их составов (см. табл. 5). Так, в поперечном направлении от офиолитов и островных дуг к активным окраинам состав магнетитов становится более железистым при низком содержании титана и магния (рис. 13). Анализ диаграмм, построенных с учетом

26-ти анализов, показывает, что поля составов магнетита частично перекрываются, что обусловлено присутствием тех или иных включений (герцинита, ильменита, энстатита и яacobсита). Вместе с тем, магнетиты из габбро-плагиогранитов офиолитовой ассоциации по составу близки к теоретическим, при наличии до 2% хрома, а таковые островных дуг содержат от 8 до 10% избыточного  $Fe_2O_3$ . Эта тенденция соблюдается также при сопоставлении магнетита из субдукционных и коллизионных гранитоидов. В последних избыточный  $Fe_2O_3$  достигает до 42%. Это свидетельствует о том, что при резком увеличении активности кислорода в момент становления гипабиссальных и субвулканических фаций пород совместно с магнетитом обра-

зуются также его маггемитовые разности. Тем не менее различия между ними вполне существенны. При этом четко образуют четыре поля: А-*mt* из габбро-плагиогранитов офиолитовой ассоциации; Б-*mt* из сиенито-диоритов островных дуг; В-*mt* из окраинно-континентальных поясов или из пород субдукционных и коллизионных условий. Разброс значений поля составов магнетита пород офиолитовой ассоциации к полю

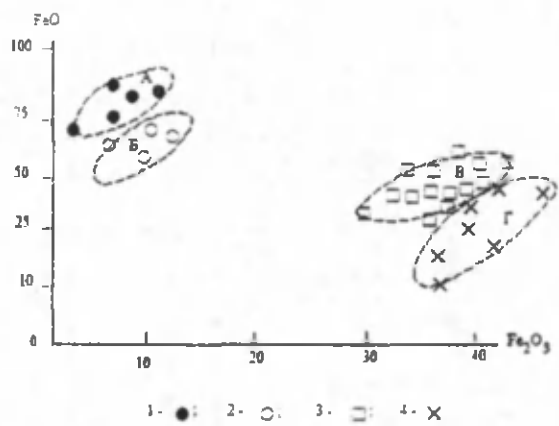


Рис. 13. Соотношение нормативного состава магнетита гранитоидов различных геодинамических условий. Поля: А – *mt* офиолитов, Б – *mt* островных дуг, В – *mt* субдукционные, Г – *mt* коллизионные. Магнетит: 1 – хромомангнетит из габбро-плагиогранитов, 2 – титаномангнетит из сиенито-диоритов Алмалыкского массива, 3 – из гранодиоритов чаткальского и кураминского комплексов, 4 – из аляскивов арашанского комплекса.

островных дуг (от «А» к «Б») растет, что связано с нарастающим влиянием корового материала на магнетит возможно миграцией магмогенерирующих очагов. По данным Х.Д.Ишбаева (1997), аналогичная ситуация и на корреляционных диаграммах  $TiO_2-Al_2O_3$  и  $TiO_2-FeO/Fe_2O_3$  магнетитов из базальтоидов мезозой-кайнозойского возраста. Анализ расположения точек на диаграмме и минальный состав проб (табл. 9) также показывают, что магнетиты офиолитов характеризуются наиболее низкой степенью окисления ( $\leq 1-1,2$ ), но высоким содержанием хрома (до 2-4%). Таким островных дуг свойственна промежуточная степень окисления (1,5-2,4) и высокое содержание  $TiO_2$  (до 6%), а магнетитам субдукционной и коллизионной гранитоидов или активной окраины характерна наиболее высокая степень окисления ( $> 2,5-3$ ). Это объясняется, по-видимому, кристаллизацией расплавов в различных условиях. Так, по данным ряда исследователей, кристаллизация океанического расплава толеитовой серии происходит в восстановительных условиях, а активных окраин известково-щелочной – в наиболее окисленных.

Таблица 9

Усредненный химический и нормативный (фазовый) составы акцессорных магнетитов гранитоидов различных геодинамических условий

Порода и геодинамические условия	FeO/ магнетит	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / гематит	TiO <sub>2</sub> / ильменит	Mn/ якобит	MgO/ энстатит
Габбро-плагииграниты из офиолитов гор Султанувайс и Тамдытау (4 пробы)	26,7/86,1	69,0/8,5	1,5/2,3	0,18/0,5	0,9/2
Сиенодиориты островных дуг (Алмалыкский массив, 3 пробы)	21,0/69,0	68,1/10,1	10,3/19	-	0,4/1,0
Гранодиориты, субдукционные, активная окраина (карамазарский и др. комплексы, 12 проб)	17/53,9	77,7/35,6	1,46/2,8	0,24/0,7	2,7/7
Граниты, коллизионные, активная окраина (аращанский и др. комплексы, 6 проб)	11,2/36	77,1/40,6	9,9/19,8	0,48/1,2	0,9/2,2

Таким образом, полученные результаты позволяют утверждать, что состав акцессорного магнетита четко реагирует на изменение геодинамических обстановок проявления магматизма в зоне перехода «океан–континент». Есть основания полагать, что состав и тип магнетита может быть использован при расшифровке геодинамических обстановок геологического прошлого.

Говоря о магнетитах, как индикаторе геодинамических условий образования магматических комплексов, нельзя не отметить их элементы-примеси, обычно входящие в кристаллическую решетку магнетитов, замещающая в его структуре железо. По спектру и содержанию этих элементов магнетиты гранитоидов различных геодинамических условий делятся на три группы. Магнетиты первой группы, присутствующие в плагиигранитах офиолитовой ассоциации, характеризуются высокими содержаниями (%): хрома – 0,03-0,205, никеля – до 0,230 и ванадия – 0,9-1,2. В ряде случаев эти разности магнетитов обогащены золотом и марганцем. Среди магнетитов этой группы встречаются хромшпинелиды с высоким содержанием железа (58-70%) и умеренным (до 18-20%)  $Cr_2O_3$ .



Магнетиты второй группы присущи гранитоидам коллизионной обстановки. Характеризуются относительно высоким содержанием (%): титана (0,9-3,1), но низким или отсутствием хрома (0,0-0,005), никеля (до 0,03), ванадия и кобальта – следы.

Особый интерес представляет третья группа. Это магнетиты гранитоидов субдукционных условий (чаткало-кураминские комплексы). Для них, в отличие от предыдущих, присущи в большом количестве Mo, Cu, Au и значительное содержание Sr, Sn, F, Cl, реже, Nb и Ta. Их средние величины превышают средние значения, по В.В.Ляховичу (1978), от 2 до 10 раз. Все это более наглядно проявляется при сравнении их содержаний в магнетитах рудоносных, но различных в генетическом отношении интрузивов. Так, магнетиты плагиигранитов и тоналит-трондьемитов (Баколинский массив), к которому тяготеют кварц-золоторудные формации, содержат (г/т): Cu – 106-215; Au – 0,05-0,98; Mo – 6-15 и др.; в магнетитах Кармазарского интрузива, с которыми ассоциируют скарново-железорудные формации, этих элементов вдвое меньше, но много хлора, до 0,7%. Особенно много его магнетитах сиенодиоритов островодужных условий (Алмалыкский массив) и коллизионных высококальциевых гранитоидов (Арашанский, Беданалисайский, Саргардонский, Чаркасарский массивы), с которыми обычно ассоциируют кварц-редкометалльные, альбитит-грейзеновые формации (г/т): W – 16-41; Sn – 27-95;  $\Sigma$  TR до 0,01% и т. д. Таким образом, все это подтверждает, с одной стороны, то, что между содержаниями редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите и рудоносности пород существует прямая связь, а с другой – они определенно указывают также и на различные геодинамические условия их образования.

**Циркон** как аксессуарный минерал присутствует во всех магматических комплексах и свитах региона; ассоциирует с магнетитом, ортитом, сфеном и минералами редких земель (Урунбаев, 1978). Большинство кристаллов циркона обогащено газово-жидкими и твердыми включениями, возможно, захваченными ими при кристаллизации и указывающими на длительное время выделения его из расплавов. Результаты исследований G.L. Норре (1973) подобных включений цирконов магматических горных пород некоторых регионов Центральной Европы (Чешский Срединный массив) показали, что твердый минерал (включение) не что иное, как вулканическое стекло или сульфиды. Иногда в гранит-порфирах, граносиенит-порфирах и лейкогранитах (Арашанский, Чаркасарский, Самгарский, Бабайтагский массивы) встречаются его радиоактивные (циртолит, оранжит, молоко) и зональные разности. Последние чаще всего ассоциируют с биотитом или находятся в них как мелкие включения. В связи с их радиоактивностью хорошо диагностируются под микроскопом (наличие плеохроических колец).

Изучение взаимоотношений циркона с породообразующими минералами показало, что он начинает выделяться из расплава на самых ранних стадиях кристаллизации, продолжает кристаллизоваться совместно и после выделения породообразующих минералов. Естественно, в течение такого длительного процесса должна происходить определенная эволюция составов и морфология цирконов. Анализ их вещественного состава и морфологии позволил установить, что циркон из пород разного состава и геодинамических обстановок отличается не только по составу, но и по форме кристаллов: плагиигранитам офиолитовой ассоциации чаще присущи тонкие игольчатые кристаллы; дитетрагональные разности чаще встречаются в монзонитоидах островодужных условий, а дипирамидальные с хорошо развитыми гранями призмы, дипирамид встречаются в аляскитах. В последних встречаются

также зональные различия, в которых внутренние зерна представлены метамиктными, внешние – анизотропными различиями.

Характерный элемент, входящий в кристаллическую решетку циркона, гафний. Его содержание в цирконах гранитоидов региона колеблется от 0,4 до 0,83%, особенно много его (до 2,0%) в радиоактивных зонах. Обычно его отношения с цирконием для определенных генетических типов гранитоидов считаются постоянными и эту величину часто применяют в качестве константы в корреляционных целях (Костерин и др., 1968; Тугаринов и др., 1966) или при фациально-формационных расчленениях магматитов (Козырев и др., 1978), а также при палеовулканических реконструкциях. Выявлено, что эта величина от цирконов плутонической и субвулканической фаций к таковым жерловой и покровной возрастает от 2 до 6 раз (Урунбаев, 1989). В данном случае она использована нами в качестве критерия при выяснении геодинамических условий образования гранитоидных пород.

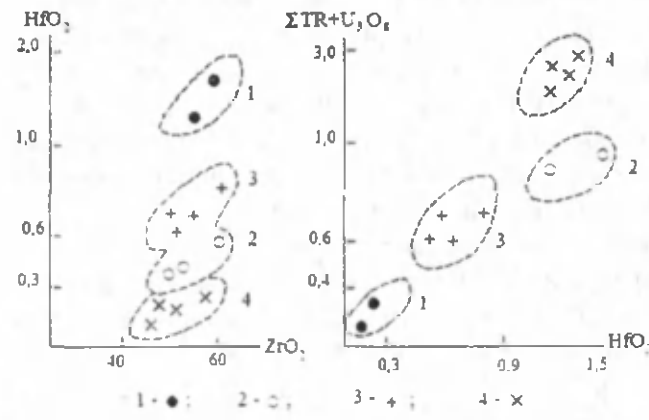


Рис. 14. Положение акцессорного циркона гранитоидов различных геодинамических условий на диаграммах  $ZrO_2/HfO_2$  и  $\Sigma TR+U_3O_8/HfO_2$ . Циркон: 1 – из плагиигранитов, 2 – монцонитоидов, 3 – гранодиоритов, 4 – аляскистов; поля цирконов (цифры на рисунке): 1 – офиолитов, 2 – островодужных, 3 – субдукционных, 4 – коллизионных.

Анализ диаграмм (рис. 14) и данных (табл. 10) показывает, что величина отношения окислов циркония и гафния, а также других характерных элементов-примесей в цирконах из пород различных геодинамических условий в направлении от офиолитов до таковых активной окраины существенно изменяется. По величине отношений главных окислов и других геохимически близких элементов циркон, в отличие от магнетита, образует четыре группы. Цирконы первой группы преимущественно отмечаются в породах офиолитовой ассоциации и характеризуются

Таблица 10  
Состав акцессорного циркона гранитоидов различных геодинамических условий (вес. %)

Порода и геодинамика	Группа	SiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	ΣTR	U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Из плагиигранитов; офиолиты (2 пробы)	1	31,4	65,4	0,26	0,35	-
Из монцонитоидов; островодужная (2 пробы)	2	29,7	58,6	0,95	0,56	0,33
Из гранодиоритов; субдукционная (4 пробы)	3	32,3	63,9	0,54	0,4	0,2
Из аляскистов; коллизионная (3 пробы)	4	30,2	61,3	1,6	0,94	1,83

низким содержанием гафния и отсутствием урана, имеют самые высокие ( $\geq 200$ ) значения отношений  $ZrO_2$  к  $HfO_2$ ; полярно противоположные значения ( $\leq 1$ ) получены при соотношении  $HfO_2$  к  $\Sigma TR+U_3O_8$ . Исходя из этого, цирконы этой группы на диаграмме главных окислов

и элементов-примесей занимают различные положения. Особое место у цирконов пород островодужных условий (алмалыкский комплекс). Их фигуративные точки концентрируются между четвертой и третьей группами, т. е. между цирконом гранитоидов субдукционных и коллизионных условий. Для них присущи относительно высокие аномалии гафния, редких земель и, частично, урана. Это связано, видимо, не только с их геодинамическими условиями, но, прежде всего, с составом исходного расплава. Цирконы четвертой и третьей группы, в основном, встречаются в породах субдукционных (чаткало-кураминские комплексы) и собственно коллизионных условий (арашанский комплекс). Несмотря на различные содержания редких земель, урана, на диаграмме образуют последовательно непрерывный эволюционный ряд, свидетельствующий о близкой или однообразной природе субстрата, за счет которого возникли содержащие их породы.

Таким образом, можно констатировать, что циркон так же, как и магнетит, может быть использован как критерий для определения геодинамических условий образования содержащих их магматических комплексов.

**Гранат.** Выбор аксессуарного граната в качестве критерия для выявления геодинамических условий гранитоидов объясняется тем, что в магматическом процессе гранат в зависимости от состава исходного расплава образует изоморфный ряд: альмандиновый, или магне-железистый, объединяющий собственно альмандин, спессартин и пироп, и андрадитово-кальциевый, состоящий из гроссуляра, уваровита, андрадита, реже шерломита. Естественно, выделение из расплава столь большого числа разностей связано не только с составом, но и эволюцией магм различных геодинамических условий. Именно геодинамические процессы зачастую определяют конкретные термодинамические (P, T) условия и изменения (контаминации) исходного расплава. При этом авторы сознают, что не все гранаты могут быть первичными; несомненно, среди них, особенно, в древних (O-S) комплексах, могут быть и вторичные его разности, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма. Такими, видимо, и являются мелкие коричневого цвета зерна, наблюдаемые невооруженным глазом, андрадит в плагиогранитах бешторского и катаклазированных гранитах зексай-алабукинского комплекса. Однако выделить их среди минералов тяжелой фракции искусственных шлихов практически невозможно. Поэтому некоторые выводы, вытекающие из минерального состава гранатов, предварительные.

Гранат среди аксессуарных минералов широко распространен, особенно много его (до 1,0-1,3%) в контаминированных разностях пород субдукционных условий и значительно меньше в древних и молодых (от 26 до 60 г/т) гранитах коллизионной, еще меньше его в плагиогранитах офиолитовой ассоциаций (от 2 до 10-15 г/т). По форме и размерам кристаллов гранаты подразделяются на две группы: первая – собственно магматическая – мелкие (до 0,3 мм) бисеровидные кристаллы тетрагон-триоктаэдров розового, вишневого цвета и вторая – поздние или постмагматическая – крупные (от 0,8 до 1 мм и более) кристаллы ромбододекаэдров и тетрагон-триоктаэдров желтовато-зеленого, реже, темно-коричневого цвета.

Особый интерес представляет изучение молекулярного состава гранатов различного происхождения (табл. 11, рис. 15). Из этих данных следует, что по минеральному составу гранаты четко разделяются на три группы: к *первой* относятся гранаты офиолитовой ассоциации существенно альмандин-спессартинового состава. В них содержание альмандиновой и спессартиновой молекулы более 70%, отмечается также

Средние молекулярные проценты конечных молекул аксессуарных гранатов из гранитоидов различных геодинамических условий, %

Таблица 11

Минерал	1 (2)	2 (3)	3 (4)	4 (3)	5 (1)	6	7	8
Альмандин	40,6	37,1	26,6	24,7	36,5	31,3	64,4	60,8
Спессартин	21,2	17,9	10,5	7,9	5,9	-	1,6	1,0
Гроссуляр	12,6	20,6	28,4	31,5	9,6	11,7	23,8	21,0
Андрадит	7,4	16,7	29,6	32,4	16,9	53,4	2,4	-
Пироп	14,4	6,9	0,5	-	2,9	0,6	6,2	8,2
Уваровит	0,6	-	-	-	0,5	-	0,3	-

Примечание. Гранат: 1 – из плагиогранитов офиолитовой ассоциации (горы Султанувайс, Тамдытау); 2 – из гранитоидов субдукционных условий (Карамазарский, Чаткальский, Ихначский массивы); 3 – из гранитоидов древних коллизионных условий (Каракиинский, Башкызылсайский, Зексайский и Бешторский массивы); 4 – из молодых коллизионных гранитов (Арашанский, Саргардонский, Оясайский массивы); 5 – из сиенодиоритов островодужных условий (Алмалыкский массив); 6 – из скарнов (по А.Каххарову, 1970); 7 – из гнейсо-гранитов Украины (Завьялов и др., 1968); 8 – из гранулита, Кольский п-ов (Бондаренко, 1962). В скобках – количество проб.

до 13% гроссуляровой молекулы и постоянно присутствует (до 14%) пироп. По данным П.В.Ермолова и др. (1979), гранаты с таким содержанием пироповой молекулы выделяются из расплава основного состава. Такие различия встречаются преимущественно в плагиогранитах офиолитовой ассоциации и в гранодиоритах субдукционной обстановки (чаткало-карамазарский комплекс). Сюда даже можно отнести и мон-



Рис. 15. Состав аксессуарных гранатов, представленный в виде отношений конечных молекул из гранитоидов различных геодинамических условий. Поля гранатов: а – офиолитовой ассоциации, б – субдукционной обстановки, в – из древних коллизионных гранитов, г – из молодых коллизионных гранитов, д и д1 – из скарнов и гранито-гнейсов. гранат: 1 – из габбро-плагиогранитов, 2 – из гранодиоритов, 3 – древних (s) гранитов, 4 – молодых (p) аляскистов, 5 – из метаморфических пород (pt) и скарнов.

цитонитоиды из островодужных условий. Исключение – гранаты гранодиоритов и диоритов Ихначского и Чукурсуйского массивов, характеризующиеся по сравнению с таковыми предыдущих комплексов, рассматриваемых нами как прототипы пород субдукционных условий, образовавшихся за счет кристаллизации андезитового расплава с высоким содержанием (до 50-60%) гроссулярового компонента.

что фиксировалось в обогащении марганцем, титаном, биотитов и магнетитов этих пород. По данным М.Г.Руб (1984), гранаты такого характера встречаются в гранодиоритах вулканоплутонических ассоциаций Кавалеровского и Комсомольского рудных регионов Дальнего Востока, которые рассматриваются как производные трахиандезит и трахидацитовых магм.

Такие полиминальные различия аксессуарного граната свидетельствуют о смешанном характере расплава в процессе субдукции плиты под континент, вызвавшим всплеск мантийных флюидов,

Вторая группа – это гранаты гроссуляр-андрадитового состава. В них содержание гроссуляровой и андрадитовой молекулы составляет более 60-65%. В значимом ко-

личестве (до 25%) отмечается альмандиновый компонент. Такие различия гранатов присущи древним гранитоидам коллизионных условий. К *третьей группе* относятся гранаты пироп-альмандинового состава. Они не входят в состав акцессорного граната и представляют продукт контактового метасоматоза (скарны) и регионального метаморфизма гранулитовой фации. Эта группа рассматривается только с целью сравнения их с магматическими различиями. Установлено, что гранаты скарнов по составу соответствуют андрадиту с небольшим содержанием альмандиновой молекулы. Такие региональные метаморфизмы имеют исключительно альмандиновый состав.

Таким образом, акцессорный гранат наравне с магнетитом и цирконом может быть использован в качестве минералогического фактора для выявления геодинамических условий образования вмещающих их магматических пород.

### **Распределение редких и рассеянных элементов как возможный индикатор геодинамических обстановок**

Этот фактор устанавливается сопоставлением среднеарифметических или средневзвешенных содержаний того или иного элемента в породах с их кларковыми величинами в соответствующих типах пород под названием «геохимический коэффициент» (В.С.Коптев-Дворников и др., 1978) или «коэффициент накопления» (В.В.Ляхович, 1983) при выявлении степени геохимической и металлогенической специализации полифазных магматических формаций. Эта величина совместно с геохимическими коэффициентами нами использована для познания геодинамических условий в эволюции палеозойского магматизма региона. Для этой цели из числа породообразующих компонентов рассматривались содержания кремнезема, алюминия, щелочей и порядка тридцати редких и рассеянных элементов.

Прежде чем переходить к описанию петрогеохимических особенностей основных типов плутонического магматизма рассматриваемой территории и использования их для познания геодинамических условий становления комплексов, целесообразно остановиться на следующем: 1) мы, как было отмечено в предыдущих главах, придерживаемся мнения, что в  $O_2$ -S время в результате раскола древних континентов на месте Южного Тянь-Шаня образовался Туркестанский палеоокеан, в эволюции которого установлены почти все циклы Уэльсона; 2) характеристика океанических условий магматизма приводится на базе пород габбро-плагиогранитовой формации большинства офиолитовых пластин Южного Тянь-Шаня; 3) особенности состава формаций – петрохимические, геохимические данные – приводятся лишь в обобщенном варианте, поскольку основные петрогеохимические материалы имеются в трудах В.А.Баранова, З.А.Юдалевича, Я.С.Висьневского, А.А.Кустарниковой, Л.В.Шпотовой, Ш.Муминова, Т.Н.Далимова и авторов сборника «Стратифицированные и интрузивные...», 2000». Результаты исследований приводятся в табл. 12. Исходя из этих данных, можно констатировать: 1. Гранитоидам габбро-плагиогранитовой или офиолитовой ассоциаций свойственна первичная геохимическая специализация на железо, титан, кобальт, никель, хром и иногда ванадий и золото. Их средние содержания по сравнению с кларками в соответствующих типах пород превышают от 1,2 до 3 раз. 2. Наиболее общими геохимическими особенностями

Таблица 12

Редкоземельный состав гранитоидов  
в различных геодинамических обстановках, г/т

Элемент	1	2	3	4	Кларк
Rb	30,6	185	85,6	260,0	200
Sr	406,0	506	313	209,0	300
Zr	148	202	151	260	180
Nb	22	28	17	33	21
Y	49	25	31	53	50
U	0,7	0,6	2,0	18,5	3,5
Th	2,0	1,9	4,5	45,8	18
Sc	37,8	26,4	18,0	6,1	8,5
W	8,1	1,9	4,3	2,4	2,2
Mo	3,2	2,9	2,9	-	1,5
Au	0,02	0,037	0,012	0,0025	0,0045
Cu	26,0	76,0	25	25	40
F	460	1515	1240	2700	820
Li	-	86,4	26,4	80,0	37
Co	28,5	3,0	-	1,1	5
Cr	14,0	4,0	2,1	7,8	2,5
Ni	5,8	3,2	1,9	-	3,5
V	196,2	78,0	65,5	26,0	38
La	54,5	86	24	47,5	60
Ce	106	36	35	39,6	100
I	2	3	4	5	6
Sm	9,1	8,6	5	11,0	9
Eu	1,2	0,8	2,7	0,25	1,5
Tb	2,12	0,5	0,04	0,18	2,5
Yb	2,3	3,9	1,6	9,5	4
Lu	4,4	0,89	0,32	7,9	1
Sr/Sc	11,2	18,0	25,8	5,0	100
La/Yb	7,6	85	20,0	2,1	15
Th/U	2,6	3,2	2,6	2,3	5,1
K/Rb	-	113	90	128	230
Rb/Sr	0,08	0,25	0,2	1,3	

Примечание. 1 – плагиограниты офиолитовой ассоциации; 2 – сиенодиориты и монцодиориты островодужные; 3 – гранодиориты субдукционные; 4 – граниты коллизионные, кларки, по А.П.Виноградову (1962) и А.А.Беус (1979). Анализы выполнены в лабораториях ИГиГ АН РУз, ГТП «Кызылтепагеология», ИГЕМ АН России.

Общим для них является то, что верхнепалеозойские гранитоидные комплексы Чаткало-Кураминского региона почти всех геодинамических условий за исключением плагиогранитов офиолитовой ассоциации, отличаются близким содержанием легких РЗЭ, что, в общем, свойственно нижнекоровому типу магматизма. В частности, для проб габбро-плагиогранитовой или офиолитовой ассоциаций по сравнению с таковыми субдукционной, особенно коллизионной стадии, характерно большое содержание тяжелых РЗЭ и отсутствие Eu минимума, что присуще для базальтов океанических условий или СОХ.

пород островодужной стадии являются высокие (2-3 раза выше кларка) содержания в них щелочно-земельных элементов – лития, бария, фтора, скандия, стронция и редких земель. Незначительная аномалия в них также меди, золота, молибдена. 3. Характерные геохимические черты гранитоидов субдукционной стадии – аномальные (в 1,2-2 раза больше кларка) содержания в них свинца, цинка, реже, тория. Причины наличия здесь тория пока не ясны. 4. Гранитоидам коллизионной стадии свойственна первичная геохимическая специализация на фтор, ниобий, уран, торий, висмут, олово и вольфрам. Гранитоиды различных геодинамических условий различаются также по содержанию летучих компонентов F и Cl. Так, габбро-плагиограниты офиолитовых и островодужных условий в среднем содержат в 2-3 раза больше хлора и меньше фтора, чем гранитоиды остальных условий.

Обратные соотношения количества F, Cl отмечаются в коллизионных гранитоидах. Эти различия особенно четко вырисовываются при сопоставлении состава редких земель (см. рис. 17, д). Из этой диаграммы видно, что содержания редкоземельных элементов усредненных проб гранитоидов из различных геодинамических условий нормализованных к хондриту, характеризуются как общими, так и частными соотношениями легких и тяжелых компонентов.

По данным Р.А. Ахунджанова и др. (2003), габброиды Алмалыкского региона отличаются от океанических базальтов также отсутствием в составе РЗЭ Eu минимума.

Не менее привлекательным в этом плане является также положение гранитоидов различных геодинамических условий на дискриминант-диаграмме Пирса и его коллег (см. рис. 8). На этой диаграмме видно, что различная геодинамическая природа верхнепалеозойских гранитоидных комплексов региона четко вырисовывается расположением в различных геодинамических полях фигуративных точек их составов. В частности, таковые габбро-плагиогранитов располагаются в верхней части поля субокеанических габброидов; пробы из сиенито-диоритов Алмалыка – в поле островодужных и частично субдукционных пород; таковые гранодиоритов карамазарского и адамеллиты кызылсайского комплексов – в поле субдукционных пород и, наконец, граниты и аляскиты арашанского комплекса сосредоточены в нижней части поля коллизионных пород. Все это, и распределение редких и рассеянных элементов, а также близкие значения  $Th/U$  в рассматриваемых гранитоидах подтверждают наши прежние выводы (Урунбаев, 1992) о том, что источником гранитоидов фемического генетического типа являются истощенные базальты, а сиалическо-фемического типа – андезиты и сиалические кислые расплавы полингенного происхождения. Эти факторы определяют проявление в ореоле распространения пород офиолитовой формации медной, медно-никелевой, титано-магнетитовой минерализации (Баранов и др., 1976) и медно-молибденовой в островодужной (Голованов, 1992). Редкометальная геохимическая специализация коллизионной стадии гранитоидов реализуется в виде флюорит-барит-поллиметаллической, кварц-касситеритовой, медно-висмутовой и других минерализаций в месторождениях и рудопрооявлениях. Рудогенерирующие особенности гранитоидов субдукционных условий реализуются в виде кварц-полисульфидной с золотом и кварц-сульфидной с теллуридами-золото формаций. Указанные факторы настолько характерны, что с их помощью решается и обратная задача. Так, И.Н.Балашов и др. (1996) на основании соотношений элементов фемической группы (Fe, N, Co и др.) и редких щелочей, а также рассеянных элементов (Rb, Li, Be, Sn, F и др.) гранитоидов Удской серии Станового хребта относит к смешанному или субдукционному типу гранитов. Ф.Р.Апельцин (1976), исходя из геохимических особенностей, редкометальные граниты сохондинского комплекса Центрального Забайкалья считает продуктом сиала (коллизионный тип), И.Я.Некрасов и др. породы габбро-риолитовой серии Урала (кампырсайский комплекс) по геохимическим особенностям, относят к островодужным комплексам. Подобных примеров с каждым днем становится все больше.

## Глава IV. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАК СЛЕДСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Основываясь на материалах предыдущих разделов можно констатировать, что гранитоидные комплексы палеозойского магматизма региона образуются почти во всех условиях схемы Уилсона: океанических, островодужных, субдукционных и коллизионных, которые, исходя из их связи с составом земной коры и геодинамическими режимами развития региона, соответствуют трем генетическим типам: фемическому, сиалическо-фемическому и сиалическому (Урунбаев, 1992).

Таблица 13  
Средний петрохимический состав  
гранитоидов различных геодинамических  
обстановок (вес. %)

Компонент, коэффициент	1 (6)	2 (4)	3 (19)	4 (12)
SiO <sub>2</sub>	45,48	57,50	63,4	68,35
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,48	0,55	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,75	16,06	15,5	14,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,88	2,05	1,55
FeO	0,47	3,18	2,98	2,25
MnO	-	0,20	0,1	0,04
MgO	-	2,36	2,32	0,89
CaO	4,85	3,49	3,79	2,03
Na <sub>2</sub> O	7,64	3,37	3,41	3,43
K <sub>2</sub> O	0,65	5,16	4,30	4,69
Сумма	99,83	95,7	99,50	98,6
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	12	0,6	1,1	0,85
K <sub>a</sub>	0,41	0,38	0,56	0,67
al'	0,62	1,2	4,03	5,4
f	27,0	18,7	11,5	2,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	-	1	0,9	0,7
K <sub>6</sub>	73,7	65,4	73,0	78,5
R <sub>1</sub>	960	1830	1320	2380
R <sub>2</sub>	165	310	286	340

Примечание. 1 – плагиограниты офиолитовой ассоциации; 2 – монзонитоиды островодужные; 3 – гранодиориты субдукционные; 4 – граниты коллизионные. Коэффициенты: K<sub>a</sub> – апаитности, al' – глиноземистости, f – железистости, K<sub>6</sub> – фракционирования, R<sub>1</sub> и R<sub>2</sub> – мультикатионности; в скобках – количество проб; величины п.п.п. не учитываются.

лизиции объясняется фугитивностью кислорода при кристаллизации магм (Осборн, Икуо Кусиро и др., 1983) и подтверждает высказывания Ф.Ю.Левинсон-Лессинга и др. о том, что плагиограниты этой серии представляют продукт остаточного фракционирования ювенильного базальтового расплава в подводных или океанических условиях.

Аналогичный ход кристаллизационной дифференциации толеитового расплава установлен в габбро-плагиогранитовом массиве Бивер-Бей (Muir, 1964), габбро-плагиогранитовом комплексе Стиллуотер (Hess), а также в Западном Саяне (Пополитов, 1973),

**Фемический тип.** К нему относятся габбро-плагиограниты Кызылкумо-Ферганского офиолитового пояса: гор Султанувайса, Южного Букантау, Тамдытау, Северного Нуратау и Южной Ферганы. На этих участках плагиограниты с габброидами имеют постепенный переход. Все это отражается в их химизме (табл. 13, рис. 16, А и Б).

Как видно, на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) фигуративные точки всех проб и усредненные величины располагаются в поле развития габброидов субокеанических условий (см. рис. 16, А). На диаграмме Х.Куно (рис. 17, а) сосредотачиваются в поле пижонитовой серии базальтоидов. Способ или механизм образований их частично сходны с дифференциацией Скаергадского плутона и свидетельствуют об обогащении железом на протяжении большей части процесса кристаллизации, а затем на последних его стадиях наблюдается обогащение щелочами. Первая стадия процесса дифференциации видна по скоплению точек в правой части диаграммы, вторая отражена точками в левой. Такой ход фракционной кристал-



в долерит-диабазовых силлах Корру и Талисейд (Walker, 1959) и в офиолитовом комплексе в массиве Троодос на Кипре, в хр. Хан-Тайшар в МНР и др. (Таусон, 1977). Все это согласуется с ранним выделением и обилием акцессорного магнетита, наличием хромо-магнетита в плагиогранитах из офиолитовой пластины гор Султанувайс, Тамдытау, Кокпатас и более поздним его обособлением в породах из Южной Ферганы.

Условия образования пород различных геодинамических обстановок наглядно наблюдаются на диаграммах (см. рис. 17, б, в, г), а петрогенетические – на диаграмме Балашова (см. рис. 17, д).

Коэффициент щелочности и другие петрохимические параметры показали, что рассматриваемые габбро-плагиограниты при невысоком уровне щелочности и чрезвычайно низкой концентрации калия (0,3-0,5%) относятся к натриевой серии. По глиноземистости все различия плагиогранитов офиолитовой ассоциации, за исключением Южно-Ферганских выходов, относятся к умеренно глиноземистым разностям, что хорошо коррелируется с относительным количеством в них цветных (амфибол) и лейкократовых минералов. Кроме того, на диаграмме В.А.Кутолина (см. рис. 16, Б) по величине отношения щелочей и глинозема усредненные пробы исходных пород Султануиздагского выхода соответствуют океаническим, а таковые остальных – островодужным базальтам (Урунбаев, 1987).

Породы габбро-плагиогранитовой формации весьма бедны литофильными элементами (Rb, Li) и золотом. Небольшие аномалии последнего имеют место в базальтах Тамды-Кокпатасских участков. Концентрация элементов семейства железа (Cu, Ni), редких щелочноземельных элементов (Sr, Ba) и редких земель на уровне прототипов и выше (см. табл. 12). Плагиограниты гор Султанувайс и Южного Букантау по сравнению с таковыми Южной Ферганы значительно обогащены Ni и Cu. В свою очередь, породы Южной Ферганы содержат больше F, Ba и Sr, что свидетельствует о том, что исходным расплавом для габбро-плагиогранитов гор Султанувайс и Южного Букантау являлись примитивные толеитовые базальты, а для таковых Южной Ферганы – толеитовые базальты с повышенной щелочностью.

Таким образом, главная особенность гранитоидов фемического типа, кроме минералого-геохимических, петрохимических свойств, – их приуроченность к офио-

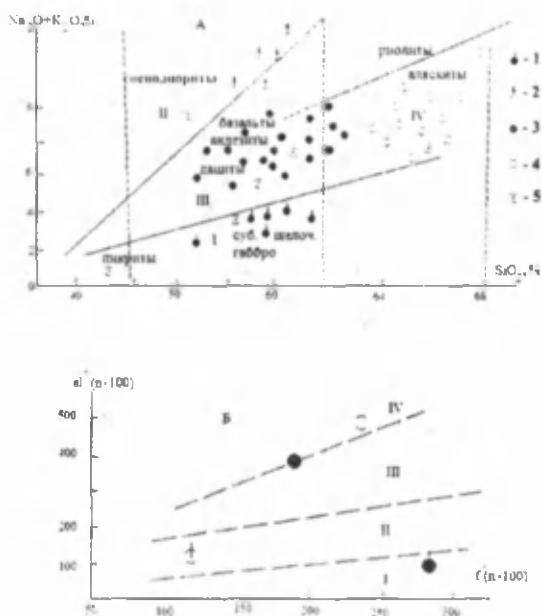


Рис. 16. Положение пород верхнепалеозойских plutонических комплексов различных геодинамических обстановок на классификационных диаграммах. Анализы: А – частные на классификационной диаграмме  $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)_2$ ; Б – усредненные анализы в координатах  $a_1'$  и  $f'$  на диаграмме В.А.Кутолина (1969). Поле: I – субокеаническое, II – островодужное, III – субдукционное, IV – коллизионное. Комплексы (знаки): 1 – габбро-плагиограниты; 2 – сиенодиориты; 3 – гранодиориты; 4 – гранито-алсыкиты; 5 – стандартные пробы, по Соболеву (1970).

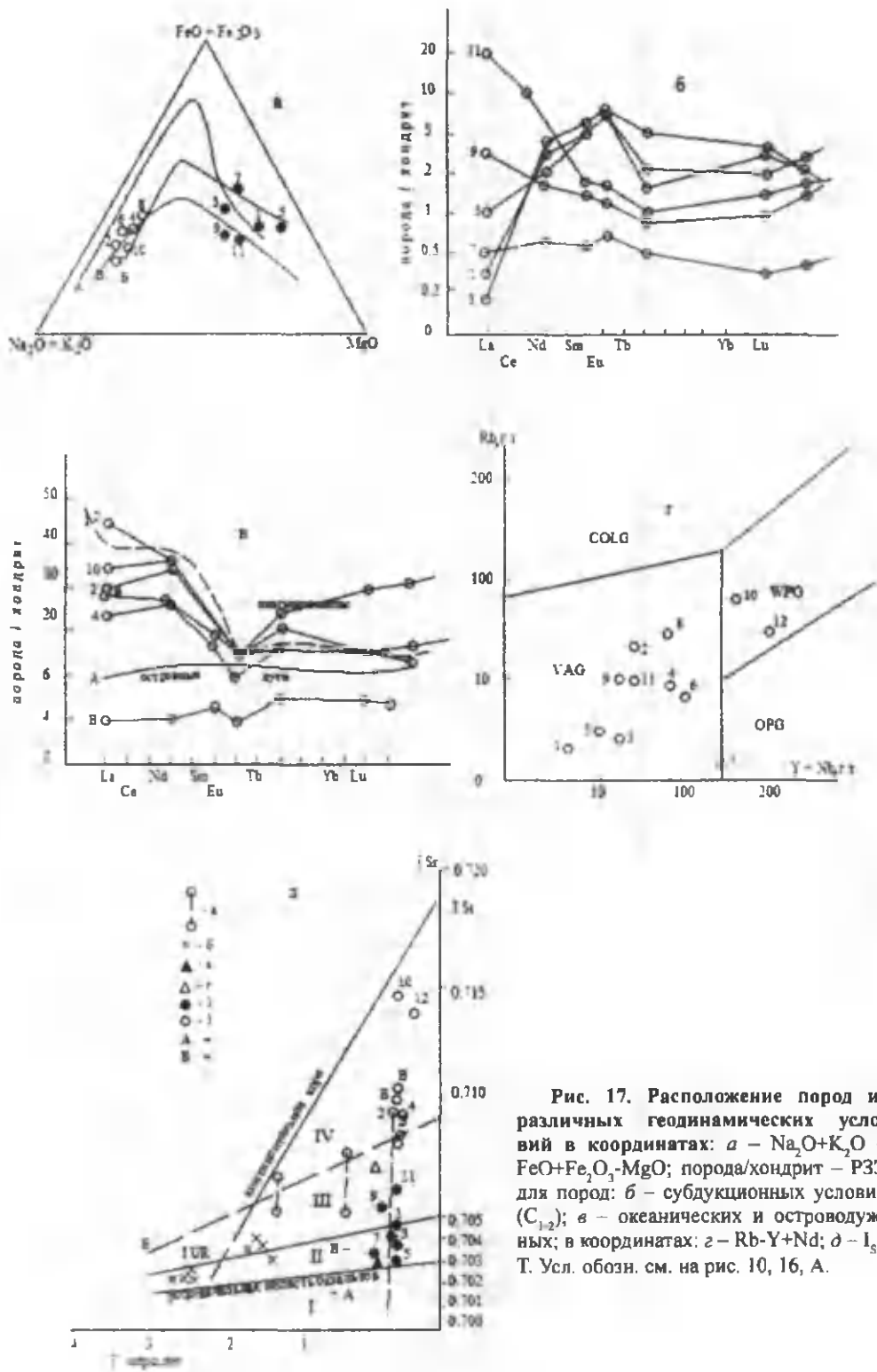


Рис. 17. Расположение пород из различных геодинамических условий в координатах: а -  $Na_2O+K_2O - FeO+Fe_2O_3-MgO$ ; порода/хондрит - ПЗЭ для пород: б - субдукционных условий ( $C_{1,2}$ ); в - океанических и островодужных; в координатах: г -  $Rb-Y+Nd$ ; д -  $I_{Sr}$ -T. Усл. обозн. см. на рис. 10, 16, А.

литовым комплексам и пространственная сопряженность с основными и ультраосновными породами в субокеанических условиях. Эти породы представляют продукт океанического магматизма.

**Сиалическо-фемический тип** объединяет отложения двух геодинамических условий: островодужных и субдукционных. Островодужный магматизм, особенно плутонические формации не столь детально исследованы, как например, офиолитовые или субдукционные комплексы. Это объясняется тем, что породы этого генетического типа не имеют широкого развития. С другой стороны, не все исследователи согласны с тем, что в эволюции Туркестанского палеоокеана существовала островодужная обстановка. Так, Р.Н.Абдуллаев, Я.М.Рафиков и др. эволюцию Туркестанского палеоокеана относят к андийскому типу, и тем самым отрицают наличие островных дуг. Другая группа исследователей (Ю.С.Биске, 1988; К.Урунбаев, 2000; Т.Н.Далимов, И.Н.Ганиев, 2002) и др., исходя из анализа строения и состава осадочных и магматических комплексов, считают, что в девоне в пределах Туркестанского палеоокеанического бассейна закладывается островная дуга (Южная Фергана–Писталитау). К ним в Султанувайсе относятся базальт-андезидацит-риолитовая формация (шейхджейлинский комплекс) и толеитовые базальты, андезибазальты Южной Ферганы, которые к северу и северо-западу (Ханбанды–Писталитау) сменяются континентальной трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формацией. Такая смена существенно глубоководных толеитовых базальтов континентальными является реальным доказательством начала субдукции океанической коры Туркестанского океана под Фергано-Кураминский срединный массив. Зона субдукции в настоящее время фиксируется выходами раннедевонских континентальных вулканитов в полосе Ханбандытау–Писталитау–Моголтау–Кураминский хребет.

К плутоногенным формациям этого времени относятся монзонитоиды, сиенодириты и граносиениты Алмалыкского, Хондайлыкского массивов и небольшие штокообразные тела в устье р. Карабау. М.Д.Гесь (1972) к этому ряду относит также плагиограниты, трондьемиты китайульдинского комплекса в Чаткальском регионе и небольшие тела в Кассанском районе, в ассоциации «тоналит-гранодиритового типа», связанной с известково-щелочными сериями вулканических зон типа островных дуг, по Л.П.Зоненшайну (1976). Особенности вариации состава, структурного положения Алмалыкского массива рассмотрены в предыдущей главе, что избавляет нас от повторной их характеристики. Важно подчеркнуть, что вариации состава и способа образования массива в разное время объяснялись по-разному: А.В.Покровский (1960) считал, что исходная магма была аляскитовой, в последующем в результате ассимиляции и контаминации ее с известняками образовались разнообразные породы. В.А.Жариков (1976) исходит из того, что массив образовался в результате воздействия высококалийных магматических флюидов на осадочно-вулканогенные породы нижнего и среднего палеозоя. Н.Х.Сулейманова (1980) считает, что разнообразие пород массива связано с дифференциацией щелочной магмы.

Главным геодинамическим событием этого времени является начало сокращения Туркестанского палеобассейна, что обусловило субдукцию океанической коры под континент. По мнению Т.Н.Далимова и др. (2010), появление и развитие раннедевонского континентального островодужного магматизма разделило территорию на две части – акваторию сокращающегося Туркестанского палеобассейна на юге и активную окраину на севере. Граница между ними проходит, видимо, по линии

Южно-Ферганского разлома. Дальнейшая эволюция геологических событий сопровождалась рифтогенезом, образованием глубинных разломов, зачастую являвшихся каналами для внедрения щелочного магматического расплава.

Таким образом, в нижнем девоне в пределах Чаткало-Кураминского региона в островодужных условиях происходил наземный вулканизм трахибазальт-монцитонитовой ассоциации типа Курильских островов. Все это подтверждается также расположением их фигуративных точек на классификационной диаграмме (см. рис. 17, з). Анализ и систематика химико-аналитического, минералого-геохимического материалов по Алмалыкскому и Хондайлыкскому массивам показали, что породы комплекса изменяются от габбро-монцитонитов до граносиенитов, подчеркивая гомодромную эволюцию продуктов щелочно-базальтоидного магматизма. Об этом свидетельствуют: 1) сравнение их усредненного состава с эталонами, по Дэли, показало, что первичный расплав соответствует бедному кремнием латиту, который характеризуется по сравнению с глиноземистым базальтом (известково-щелочная серия) повышенным содержанием щелочей (при  $K/Na > 1$ ), железа (сумма 7,6-9,7%), магния и некогерентных редких элементов – Rb, Ba, Sr, TR, летучих F, В и Cl; 2) наблюдаются значительные вариации магния и элементов группы железа и летучих, особенно хлора, обусловленные изменчивостью основности пород; 3) выявленное сочетание повышенной основности и калия характеризует их как производные основной магмы латитовой серии. Глубинная магматическая дифференциация происходит с увеличением калия, обеднением ферромагнезиальными компонентами, калием и ростом кремниеслоты. При этом довольно низкое значение коэффициента окисленности железа ( $F \geq 40\%$ ) свидетельствует о низкой величине парциального давления кислорода во время кристаллизации этой магмы (Ефремова, 1982). Все это подтверждается также высокими значениями индекса кристаллизации  $SI \geq 12-15$ , по Х.Куно (1976). Исходя из этого, можно отметить, что породы комплекса формировались при частичном плавлении мантии с незначительным участием корового субстрата. Смешанный характер расплава подтверждается также и с помощью диаграммы Д.Уитфорда (рис. 18). Весьма

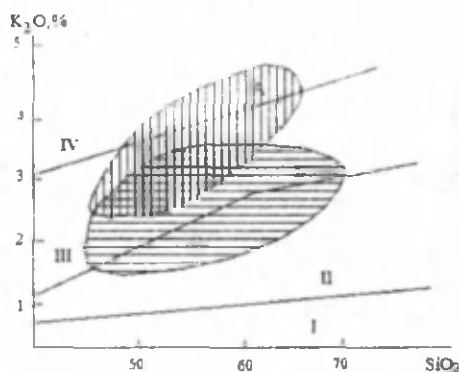


Рис. 18. Поля концентрации состава гранитоидов андезидациитовой (А) и андезидбазальтовой (Б) серий на диаграмме Д.Уитфорда (1982). Поле: I – толеитовое; известково-щелочное; II – низкокалиевое, III – высококалиевое; IV – щелочной и субщелочной серий.

важным их геохимическим отличием является высокое содержание, кроме Fe, Cu, Au, Mo, W, Sn, и некогерентных элементов – TR, F, Cl, U (до 4,9 г/т) и тория (до 28,0 г/т). Это указывает на своеобразный петрогенетический состав и геодинамические условия их образования. Их монцитонитовость подтверждается высокими содержаниями Ba, Sr – типичных элементов щелочного расплава. Такая тенденция сохраняется во всех разновидностях пород комплекса. Повышение содержаний F, Cl, Rb и В в граносиенитах приводит к увеличению значения редкоэлементного индекса (РЭИ) от 180 до 250 г/т. Все это косвенно указывает на незначительную степень плавления исходного субстрата. Не отрицая этого, мы склонны считать их выплавкой базальтоидных магм

субщелочной ветви с высоким содержанием летучих. Этим обусловлено широкое развитие в породах гидроксилсодержащих минералов в парагенезе с кальциевыми фемическими минералами и кислым плагиоклазом.

Потенциальная рудоносность пород этой серии изучена недостаточно. Так, районы с монцонитоидами, сиенодиоритами, характеризующимися повышенной редкометальностью, ассоциируют промышленные медно-порфировые с золотом (Кальмакыр) и скарново-редкометальные с шеелитом (Чойрух-Дайрон) образования, а с габброидами – пятиэлементная формация. Классические районы развития аналогичных гранитоидов – порфиновый пояс Колорадо, Дальний Восток и Курильские острова.

Как отмечалось выше, к магматизму сиалическо-фемического типа относятся также гранитоиды субдукционных условий ( $C_{2,3}$ ), которые в предыдущих публикациях относились к категории орогенных или позднеорогенных магматических комплексов: Чукурсуйский, Келемчекский, Чаткальский, Карамазарский, Кызылсайский и др. По мнению большинства исследователей, описываемый период в геодинамике Тянь-Шаньского региона является определяющим. Основное событие – закрытие в результате субдукции существовавшего до этого времени Туркестанского океана. Развитие субдукции приводит к формированию здесь Кызылкумо-Кураминского вулканоплутонического пояса. Начиная с этого времени, образуются главнейшие вулканотектонические структуры. Сам район представляет северные окраины Туркестанского палеоокеана, область активного магматизма, принципиально отличающуюся от Южного Тянь-Шаня. Именно субдукция океанической коры Туркестанского океана, начавшаяся в  $D_1$ , является одним из главных механизмов, удовлетворительно объясняющих появление и наложенный характер этого пояса с многократным проявлением верхнепалеозойского континентального или прибрежно-морского вулканизма.

Не менее привлекательным в отношении субдукции являются сейсмотомографические исследования А.А.Адамовой (2006). Она приводит сейсмотомографическую модель строения земной коры по профилю Южная Фергана – Чаткальский хребет. На ней наблюдаются два уровня высокоскоростных слоев. Первый, более глубинный (40-45 км), возможно, ниже-среднекарбонového возраста и второй с небольшим временным перерывом, менее глубинный (30-35 км). Это различие довольно четко прослеживается также и на сейсмоаномальной диаграмме. На ней одна более мощная аномалия проявляется в районе Алайского хребта, а другая – Чаткало-Кураминских гор. Если допустить, что на каждом из этих уровней происходят субдукция и вспышка магматизма, то легко объяснить наблюдаемые различия между гранитоидами карамазарского и кызылсайского комплексов.

Сложное внутреннее строение рассматриваемой серии, последовательная эволюция ее состава – от ранних габброидов до завершающих гранитов – отражены на петрохимической диаграмме (см. рис. 16, А). Постепенно от габброидов к гранитам нарастает содержание кремнезема, попутно с которым увеличивается и сумма щелочей (от 3,7 до 85%), преимущественно за счет калия. Важная особенность ранних габброидов по сравнению с прототипами – повышенное содержание в них калия, близкое к 25-30% от общей суммы щелочей и  $MgO$  до 10-12% против 7,5-8% в стандартных пробах с чем, по-видимому, связано постоянное присутствие в них биотита.

По петрохимическим параметрам:  $Na_2O/K_2O = 0,6-2$ ;  $K_{al} \geq 1$ ;  $F = 50-80$ ;  $K_{\phi} = 62$  и др. породы этой серии соответствуют производным андезитового расплава. Это видно на сводных диаграммах. Кроме того, наиболее поздние дифференциаты – граниты

на диаграмме Ab-Orт-Kb ложатся вблизи точек тройной эвтектики на котектических линиях, соответствующих 2000-3000 кг/см<sup>2</sup> давления паров воды. Все это и обилие меланократовых включений (автолитов), невысокое содержание кварца в микропегматитовых разностях, альбитового компонента в щелочном полевоом шпате, наличие мирмекита, отчетливая связь с блоково-разломной тектоникой, а также термодинамические параметры позволяют отнести их к вулканической ассоциации гранитоидов, плутонические фации которых стабилизировались в гипабиссальных условиях. По всем этим признакам породы серии соответствуют производной маловодной (1,2-2,2%) андезитовой магме (по Штейнбергу, Ферштатеру, 1976), генерирующейся в условиях гранулитовой фации. Подтверждением являются также умеренная железистость биотита (36-45%), роговой обманки (33-42%), их повышенная глиноземистость ( $K_{Al} - 12-24$  и  $K_{Si} - 9-11$  соответственно). Показательна и повышенная степень окисленности железа в породах (чаще 0,5-0,8) и темноцветных минералах (0,14-0,9), широкое развитие магнетита (часто 1-2 кг/т), сфена, апатита, ортита и циркона. Не менее интересна также находка в трахиандезитах Алмалыкского региона (участок Бичанзор) прослоев мощностью до 0,9 м чистого железа (Урунбаев, Мещининов, 1978). В последнее время в гранитоидах данного типа установлено довольно широкое развитие муассanita, коэсита, хамрабаевита и самородных металлов (Юсупов, 1983). Все это дает нам основание присоединиться к мнению И.Д.Рябчикова и др. (1987), что происхождение гранитоидов такого профиля связано с кристаллизационной дифференциацией исходного андезибазальтового расплава, генерирующегося в условиях коры переходного типа, из которой, возможно, заимствуются не только летучие, в частности вода, но и сиалический материал. Достоверность этой концепции подтверждается также на примере мезозойских гранитоидов Монголо-Охотской складчатой системы (Коваль, 1987). Типичными представителями гранитоидов андезибазальтовой серии являются верхнепалеозойские гранитоиды Восточно-Азиатского вулканического пояса, мезозой-кайнозойский магматизм Японо-Курило-Камчатской гряды (Горшков, 1969). К гранитоидам этой серии относятся также породы арминского, дальнегорского и солонцового комплексов Сихотэ-Алиня (Говоров, Недашковский, 1980), а также трахиандезиты серии Монголо-Охотской зоны (Ярмолюк, 1982).

Таким образом, наличие сиалическо-фемического типа магматизма в областях активного тектогенеза с корой переходного типа, образовавшегося в результате субдукции океанической коры под континент, мало у кого вызывает сомнения. Естественно, что смешанная природа расплава пород этой серии – реальное доказательство субдукции океанической коры Туркестанского океана под Фергано-Кураминский срединный массив. Следовательно, магматизм относится к субдукционному (смешанному) типу.

**Гранитоиды сиалического типа** включают собственно-коллизийный магматизм. Субдукционные процессы, начавшиеся в  $D_1$  и достигшие максимальной активности в  $S_{2-3}$ , обусловили, с одной стороны, закрытие или «захлопывание» Туркестанского океана, консолидации и «гомогенизации» территории всего Западного Тянь-Шаня, а с другой – примыкание Таджикско-Алайского микроконтинента к Северо-Казахстано-Киргизскому, превратившие последний в довольно значительный по площади Казахстанский континент. В дальнейшем магматизм этой территории развивался в двух направлениях: первый, Южно-Тянь-Шаньский, – сугубо плутонический тип и второй, Срединно-Тянь-Шаньский, – вулканоплутонический.

По мнению многих исследователей, изучавших геодинамику Тянь-Шаня, типичные синколлизийные гранитоиды «гималайского» типа в регионе отсутствуют (Далимов и др., 2010). Нам представляется, что гранито-гнейсы, диорито-гнейсы Южного Нуратау и Зирабулак-Зиаэтдинских гор, объединенные З.А.Юдалевичем и Ф.Диваевым (1998 г.) в так называемые дарасайские и тымские субкомплексы, как продукт регионального метаморфизма, с некоторой условностью можно отнести к коллизийным гранитам. Об этом свидетельствует наличие в них так же, как и в гималайских гранитах, небулитов, мигматизированных и гранитизированных пород, постепенные переходы их от кристаллических сланцев к гнейсам и далее к гранитоидам. К сожалению, в Чаткало-Кураминском регионе подобные образования не фиксировались. Поэтому под коллизийным магматизмом описываются процессы, тесно связанные с сохранившейся активностью мантии (плюмы, сквозьмагматические эманации), обусловившей взаимодействие глубинных флюидов с консолидированной корой. Прототипами являются породы Арашанского, Чаркассарского массивов. Кроме них в регионе имеется множество мелких выходов пород этих комплексов, по площади не превышающих 1-2 км<sup>2</sup> (см. Приложение 1). Большая часть этих тел тяготеет к районам развития глубинных разломов (Кумбельский, Угамский, Гудасский и др.) или к главным плутонам, формируя возле них поля-ореолы. Геологическое положение, минералогический состав, акцессорные минералы подробно рассмотрены в главе II и в трудах В.Козырева, В.Белова, Р.Г.Юсупова, Р.Ахунджанова и др., что избавляет нас от описания их в данной работе.

Коротко, в общих чертах, остановимся на петрохимии, геохимической специализации пород, необходимых для выявления природы их исходного расплава и способов образования. К магматизму коллизийных условий пермского возраста относятся граниты и лейкограниты арашанского и кварцевые порфиры кзылнуринского комплексов. Породы этих комплексов широко распространены в зоне разрывных нарушений (зона Кумбель-Угамского разлома), вулканотектонических депрессий, кальдер обрушений и т. д. Зачастую выполняют их центральные части, или приурочены к молодым рифтогенным структурам. Условно, от центра к периферии, или от глубинных фаций к приповерхностным, выделяются зоны: первая – внутренняя или глубоко эродированная – гранит-порфиры, граниты; вторая – их апикальные части, представленные афанитовыми, флюидалными риолитами, особенно, в субвулканических телах.

На петрохимических диаграммах (см. рис. 8, 9) породы главных и заключительных импульсов (аляскитоидные и аплитовидные разности) образуют практически единое и достаточно компактное поле точек, представляющее пересыщенные кремнеземом, частично, обедненные глиноземом породы, богатые и умеренно богатые щелочами. По всем этим параметрам они ближе всего соответствуют щелочноземельному граниту. На другом графике (рис. 19) вариационные кривые I, II и III показывают, что при сходном содержании кремнезема сумма щелочей возрастает от биотитовых разностей гранитов (I) к лейкогранитам (II) и далее к субщелочным разностям (III), что свидетельствует о соответствии исходного состава расплава комплекса трахириолитам или трахидацитам. Особый интерес в этом плане представляет наличие в породах Чаркассарского, Саргардонского, Чепташского, Анаульганского массивов марганецсодержащей разности фаялита. Он впервые описан И.В.Гинзбургом (1963) для гранитов Чаркассарского интрузива. Здесь фаялит встречается в мелкозернистых частях пород в миаролах и маломощных пегматитовых шлирах. За рубежом аналогич-

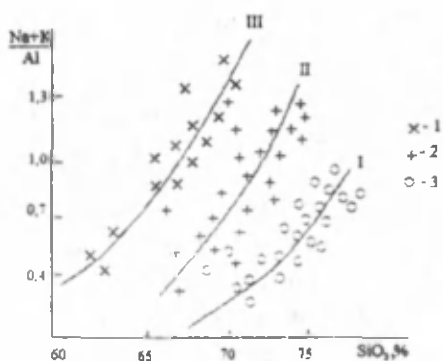


Рис. 19. Состав гранитоидов арашанского комплекса на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-Na+K/Al}$ . Кривые: I – биотитовых разностей гранитов, II – лейкогранитов, III – субщелочных гранитов; 1 – гранитоиды липарит-гранитового семейства; 2 – то же, грахириолит-щелочно-гранитного семейства; 3 – лейкограниты.

пока трудно объяснить. Вместе с тем, он является прямым указателем активного участия при образовании пород этой серии флюидов с высоким содержанием железа.

Отметим, что рассматриваемые граниты являются продуктом кристаллизации трахидацитовой расплава при активном участии корового материала и богатых летучими флюидов. При этом кристаллизация сначала происходила, видимо, из мало-водных расплавов, о чем свидетельствует присутствие в них фаялита ( $T = 900\text{-}1000^\circ\text{C}$  при  $P_0 \geq 10^{11}\text{-}10^{13}$  к/бар). Показательно также, что сиалические породообразующие минералы (зональные полевые шпаты) представлены разнотемпературными образованиями: так, выделения андезин-лабрадора, слагающие центральные части зональных кристаллов, кристаллизовались, вероятно, при  $850\text{-}900^\circ\text{C}$ , а альбит-анортитовая краевая зона, совместно с калиевым полевым шпатом – при  $600\text{-}650^\circ\text{C}$  и ниже. Все это свидетельствует о том, что породы образовались при резком изменении кислородного режима из расплава субщелочного состава кристаллизацией последнего.

Сравнение содержаний редких и рассеянных элементов гранитоидов рассматриваемого типа с таковыми других регионов показывает, что большинство принадлежит редкометальному типу гранитов со значительным содержанием бария, стронция, циркона, фтора, урана и редких земель (см. табл. 12), что отличает их от редкометальных гранитов, по А.А.Бзусу и др. (1962). Особенно это относится к фтору (0,16-0,3 %), редким землям (0,03-0,05%), урану, характерным для приконтактовых и апикальных фаций интрузивов, субвулканических тел, отличающихся относительно высоким (0,9-1,6) коэффициентом щелочности. Существенное различие отмечается при сопоставлении количества редких элементов по отдельным геолого-географическим районам. Так, гранитоиды Чаткальского региона (Анаульганский, Ойгаингский, Арашанский, Саргардонский и другие массивы) по сравнению с Кураминским и Угам-Кумбельским районами значительно обогащены Rb, Nb, Ta, Be, W, а Кураминский – Mo, W, Cu, Pb, а для гранитов Угам-Кумбельского региона характерны аномалии Sm, TR, Bi, Fe, U. Все это свидетельствует о том, что в регионе коллизионный магматизм происходил при высоком флюидном режиме,

ный факт описан в Северной Италии в составе кислых низкожелезистых гранитов массива Предаццо (Emilioni, Gandaffi, 1968). Обычно марган-фаялит встречается в металлургических шлаках, образующихся при высокой температуре и быстром остывании расплава с высоким содержанием железа. Исходя из этого, можно было бы объяснить наличие этого минерала в таких кварцсодержащих породах условиями их образования на малых (гипабиссальных или субвулканических) глубинах при относительно быстром остывании расплава. Но в рассматриваемых гранитах сумма железа не превышает 1,5-2% (см. табл. 13) и мало магнетита по сравнению с гранитами субдукционной стадии (0,5-0,7 против 1,5-3%). Так что избыток железа в них маловероятен. Поэтому мы считаем, что наличие фаялита в гранитах



что согласуется и с тем, что содержание фтора в краевых частях массивов и субвулканических телах по сравнению с центральной в 2-3 раза выше. Здесь же, особенно в дайках, часто накапливается и уран; центральные и глубинные части массивов обогащаются W, Be, Rb и TR. Количество Ba и Sr при переходе из одной части в другую существенно не изменяется.

Резюмируя минералого-геохимические, петрохимические особенности магматизма коллизионных условий следует отметить, что большинство из них по всем этим признакам соответствуют гранитам субщелочной серии. В ее становлении важное значение принадлежит глубинным флюидам, богатым летучими элементами (F, B, Co и др.), которые являются исключительно важным фактором при формировании редкометалльного оруденения, прежде всего, W, Sn, F и U. Прототипы гранитоидов этой стадии – субколлизионные граниты кызылрайского комплекса Токрауской зоны Забайкалья и граниты батолита Экли-Сити, о. Нью-Фаундленд.

### **Состав и уровень генерации палеозойского магматизма различных генетических типов**

А.Н.Заварицкий (1945, с. 49) писал: «Проблема источника изверженных пород является ключевой проблемой в петрогенезисе, которая не будет решена до тех пор, пока не будут поняты все его сложные стороны». В последующем неоднократные геологические наблюдения над вулканами, изучение глубинных ксенолитов и др. и огромное количество расчетных данных экспериментальных исследований по многокомпонентным системам привело к расширению наших знаний в этой области. Выявлена приблизительная глубина первичного магмо-, рудообразования, изучена роль фракционной кристаллизации, ликвации и летучих компонентов в происхождении магматических и рудных формаций. Обычно источником является субстрат, в пределах которого образуются первичные расплавы. В настоящее время исходя из геологических наблюдений вещественного состава пород выделяют ультраосновную и кислую магмы, из которых соответственно образуются базальтовые, коровые граниты и ассоциирующие с ними рудные формации. Для выявления их сходства и различия выработано немало критериев: температура ликвидуса, содержание кремнезема, железа, магния, редких и рассеянных элементов, состав породообразующих и аксессуарных минералов, геохимия радиогенных и нерадиогенных изотопов и др. Сейчас эти особенности мантийных и коровых гранитов и оруденения настолько утвердились, что с их помощью выясняют не только генетические особенности магматизма и оруденения, но и объясняют геодинамические режимы развития конкретных регионов (Богатиков и др., 1985).

Признание основной и кислой магм и ассоциирующих с ними рудных формаций неизбежно влечет за собой и признание смешанного (мантийно-корового) или андезитового магмо-рудообразования. Если реальность и происхождение основной и кислой магм мало у кого вызывают сомнения, то в отношении андезитовой нет единого мнения. В то же время наличие андезитового магматизма имеет огромное значение для решения многих принципиальных вопросов геологии и рудоносности зон активизации, перехода от океанов к континентам и зон коллизии континентальных плит. Не менее важны они и для выявления механизма формирования континентальной земной коры в целом, поскольку она имеет близкий к андезиту средний

состав. О происхождении андезитовых магм существует ряд гипотез (И.Кусиро, 1983; Г.Б.Ферштатер, 1987; А.Д.Бабанский, 1983 и др.). Большинство из них склоняются к представлениям о возникновении андезитов в результате кристаллизационной дифференциации более основных расплавов – высокоглиноземистых базальтов, близких по химизму к толеитовым или марианитов и бонинитов. Широко известны также представления по этому вопросу Х.М.Абдуллаева (1954), И.Х.Хамрабаева (1958), Х.Куно (1964), О.Н.Волынца (1972), А.А.Кадика (1970) и многих других о том, что проявление андезитового магматизма связано с процессами глубинной ассимиляции базальтовым расплавом корового материала. Наиболее обоснована с нашей точки зрения (как геологически, так и петрографически) концепция, согласно которой кристаллизационная дифференциация исходного базальтового расплава сопровождается активным участием корового, сиалического материала, стимулирующего дифференциацию. Геологическим доказательством этого является связь андезитового магматизма с областями, где имеется мощная кора переходного или континентального типа.

Проведенные нами в этом плане исследования позволили выделить: гранитоиды, являющиеся дифференциатами базальтов, габбро-плагиограниты, тоналит-трондьемиты и плагиограниты офиолитовой ассоциации; гранитоиды селективного плавления сиала в коллизионных условиях – биотитовые и стандартные граниты и смешанные или субдукционные – диориты, гранодиориты и субщелочные граниты (Урунбаев, 1991, 2006). Все эти породы принципиально различаются по всем параметрам. Для кислых магм, возникающих в результате эволюции базальтов, характерны умеренное содержание кремнезема и увеличение содержания железа в конечных продуктах. Для кислых магм, формирующихся путем селективного плавления сиала в условиях гранулитовой фации, характерно максимальное содержание кремнезема и минимальное железа в котектических расплавах и соответствующих им предельных гранитах. Расплавы смешанного происхождения менее пересыщены глиноземом, но характеризуются более высоким, чем коровые (сиалические), Fe/Mg отношением. По сравнению с кислыми дифференциатами базальтов им присущи более низкие содержания  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO, CaO и  $Na_2O$ , но существенно более высокие  $SiO_2$  и  $K_2O$ . Все эти и другие петрохимические отличия исходных расплавов конкретных типов и серий отчетливо вырисовываются пространственным расположением их трендов на различных петрохимических диаграммах и составах породообразующих и акцессорных минералов. Таким образом, самостоятельность исходного расплава гранитоидов каждого из рассматриваемых генетических типов доказывается на ряде их геолого-петрохимических признаков. Однако роль породообразующих и акцессорных минералов при выяснении источника расплава гранитоидов различных генетических типов выявлена еще недостаточно. Наши исследования свидетельствуют о том, что их состав также может быть показателем источника пород различного генетического типа.

Синтез этих материалов дает достаточно высокое основание связывать особенности состава пород с составом и глубиной генерации исходных расплавов, за счет которых сформированы гранитоиды. В настоящее время невозможно достаточно полно охарактеризовать природу источника расплавов без привлечения изотопных данных, несущих информацию о степени участия мантийного или корового материала в составе магматических пород (Балашов, 1985; Фор, 1989 и др.). Проведенные нами исследования (Урунбаев, 1990-2000) показали, что гранитоиды окрестностей Приаралья и гор Султанувайс, которые мы рассматриваем как производные базальтовых магм, в

большинстве характеризуются изменчивыми величинами отношения стронция 87 к стронцию 86 (0,7039-0,7069) при первичном их отношении ( $I^{Sr}$ ), равном 0,7036 (см. рис. 17, д). Эта величина находится на уровне таковых плутона Сёдбери, известного как продукт дифференциации основных магм. Важным дополнительным доводом в пользу этого являются также и низкие величины (0,046-3,3) отношения в них изотопа рубидия 87 к стронцию 86.

На первый взгляд, гранитоиды Чаткало-Кураминских гор ничем существенным не отличаются от таковых гор Султанувайса, но различие отмечено в первичном отношении изотопов стронция (изохрона), которое для гранитоидов Чаткало-Кураминских гор в отличие от Приаралья и гор Султанувайса составляет 0,7098 для гранодиоритов и 0,7104 – гранитов. Их фигуративные точки на диаграмме (см. рис. 17, д) располагаются намного выше границы (линии Б-Б) величин отношения изотопов стронция, разделяющего основные породы, но ниже линии, разграничивающей породы корового (гранитного) происхождения. Это подтверждает наши выводы о том, что источниками гранитоидов сиалическо-фемического типа были «смешанные» расплавы. Резкое изменение в них отношения изотопов рубидия и стронция (2,88-22,10) свидетельствует о существенной контаминации базальтовых магм коровым (кислым) материалом. В свою очередь базальтовый магматизм влияет на вещество коры, вызывая ее палингенное плавление. Из результатов исследований можно сделать вывод о значительных изменениях изотопных характеристик как среди гранитоидов различных петрогенетических типов, так и их серий. Это свидетельствует о возможности формирования в пределах коры разнообразных гранитоидных магм, что само по себе подчеркивает важность палингенного и анатектического способов образования гранитоидов среди кислых пород коры, его масштабность и т. д. Сопоставление величин начальных отношений изотопов стронция палеозойских гранитоидов Узбекистана позволяет разделить гранитоиды на две группы. Первая – с отношением  $I^{Sr} = 0,7036-0,7046$  соответствует по источникам вещества породам, образовавшимся преимущественно за счет мантийного материала, а вторая – с относительно высоким  $I^{Sr} = 0,7098-0,7104$  соответствует породам, сформировавшимся за счет смешанного материала.

Важнейшая роль летучих компонентов в магматическом петрогенезисе общепризнана. Представляется существенным сопоставление имеющихся экспериментальных данных (Рябчиков, 1975; Лутков, 1985; Наумов и др., 1986 и др.) с прямыми определениями содержания летучих компонентов в магматических породах. Одним из таких прямых методов является изучение газовой фазы флюидов в породообразующих минералах. Состав газовой фазы флюидов в породообразующем кварце исследовался в Томском университете (табл. 14). Из этого материала можно сделать следующие выводы: 1) состав и содержание летучих компонентов в газовой фазе флюидов изменяется в широких пределах (%):  $CO_2 - 2,6-16,5$ ;  $N_2 - 0,7-20,5$ ;  $CH_4 - 0,0-7,5$ ;  $H_2 - 7,5-46$ ; 2) при сравнении средних значений отчетливо наблюдается доминирующее положение  $H_2$  в составе летучих, особенно в палингенных биотитовых и плюмазитовых гранитах коллизионных условий (46,5 и 32,5 соответственно), отображающее восстановительную среду образования известково-щелочных магм; 3) суммарная доля мантийных газов ( $N_2$ ,  $CH_4$ ) достигает максимума (70-80%) во флюидах плагиогранитов. Эти цифры близки к таковым пород мантийных магм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта (Ляшкевич и др., 1985) и еще раз подтверждают наши выводы о том, что плагиограниты офиолитовых поясов представляют продукт базальтоидных магм, обычно прояв-

Таблица 14

Состав газовой-жидких включений в породообразующем кварце палеозойских гранитоидов Узбекистана различного генетического типа, %

Тип	Порода	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O
I	Плагиограниты (2)	<u>6,5-26,5</u> 16,5	<u>7,0-20,5</u> 12,5	<u>1,5-7,5</u> 4,5	<u>4,5-11,0</u> 7,5
	Тоналит-трондьемиты (3)	<u>0,8-10,5</u> 5,5	<u>0,5-18,5</u> 6,5	<u>1,5-2,6</u> 2,06	<u>20-45,5</u> 37,5
II	Гранодиориты (5)	<u>0,0-14,5</u> 2,6	<u>0,5-8,5</u> 2,7	<u>0,5-3,5</u> 0,9	<u>26-50,5</u> 39
	Габбро-монцодиориты (3)	<u>4,6-17,5</u> 9,5	<u>16,5-29,4</u> 20,5	<u>5,0-12,5</u> 7,5	<u>2,5-18,5</u> 14,5
	Высококалиевые граниты (1)	4,5	2,7	0,5	35,5
III	Биотитовые граниты (3)	<u>0,3-1,8</u> 0,9	<u>0,5-3,6</u> 1,6	-	<u>37,5-55,0</u> 46,5
	Стандартные граниты (2)	<u>0,3-1,1</u> 0,7	-	-	<u>26-36,5</u> 32,5
	Трахибазальты, трахилипариты (Ляшкевич и др., 1985)	<u>2,3-2,7</u> 2,6	<u>22,8-34,4</u> 25,7	<u>9,1-50,5</u> 23,0	<u>24,0-58,3</u> 31,3

Примечание. В числителе – пределы колебаний, знаменателе – средние величины, в скобках – количество проб. Использованы материалы М.И.Новгородовой и др. (1985). Генетические типы: I – базальтоидный (субокеанический); II – андезитовый (субдукционный); III – сиалический (коллизийный).

условиями генерации которого, по данным И.К.Лутца (1980), являются верхние горизонты мантии; 4) основные и кислые расплавы резко различны по составу главных летучих компонентов – CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O. Так, для плагиогранитов офиолитовых поясов и габбро-монцодиоритов присуще высокое содержание CO<sub>2</sub> (16,5 и 9,5 соответственно), а H<sub>2</sub>O – для биотитовых (46,5) и плюмазитовых (32,5) гранитов. Это хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями Йодера и Тилли (1965), которые показали, что базальтовые магмы (в т. ч. океанические) по сравнению с кислыми являются относительно сухими расплавами. Вывод о безводности базальтовых магм сделан также В.Б.Наумовым и др. (1985) на основании изучения главных летучих компонентов во включениях минералов горных пород и М.И.Новгородовой и др. (1985) о составе и строении твердых фаз из газовых включений в самородных металлах, а также С.Н.Шилобреевой и др. (1980), показывающими величины исходного соотношения CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O во флюидной фазе пород различного происхождения.

Таким образом, состав газовой смеси газовой-жидких включений в палеозойских гранитоидах Узбекистана полностью отражает специфику их исходного материала и уровни магмагенерирующих очагов.

Все это и данные о современном строении земной коры Среднего и Южного Тянь-Шаня (Бутовская, Хамрабаев и др., 1974, 1977) позволили нам впервые наметить петролого-генетические модели палеозойского гранитоидного магматизма (рис. 20). При этом автор сознает, что корреляция древнего магматизма с современным стро-

ляющихся в рифтогенных и субокеанических условиях. Их умеренное количество (45-60%) во флюидах тоналит-трондьемитов и резко снижается их доля в газовой смеси биотитовых и плюмазитовых гранитов или породах известково-щелочной серии. Все это свидетельствует о больших (мантийных) глубинах магмообразования первого, умеренных (коро-мантийная смесь) второго и внутрикорового третьего типа пород. Такой вывод подтверждается также и при сравнении в них количества метана, оптимальными ус-

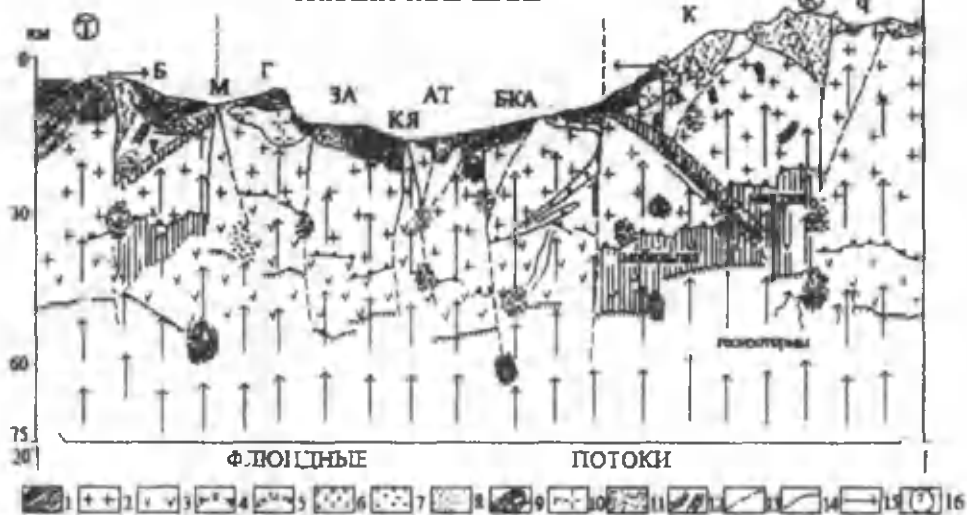


Рис. 20. Петролого-генетические модели магмообразования палеозойских гранитоидов Узбекистана (разрез земной коры, по Е.М.Бутовской (1974), И.Х.Хамрабаеву и др. (1977) с дополнениями автора). 1 – осадочные отложения; слой: 2 – «гранитный», 3 – «базальтовый»; граница: 4 – Конрада, 5 – Мохо; очаги: 6 – щелочно-базитового магмообразования (фемического типа), 7 – магмообразования вблизи границы Мохо (сиалическо-фемического типа), 8 – палингенового магмообразования вблизи границы слоев ГО и ДМ (сиалического типа), 9 – автохтонные гранитоиды гранито-гнейсовых куполов; 10 – аллохтонные гранитоиды; 11 – вулканоплутонические магматические ассоциации; 12 – высокоскоростные включения в низкоскоростных слоях ГО; глубокие разломы: 13 – корового заложения, 14 – мантийного; 15 – направление движения континентальных плит; 16 – микроконтиненты: Т – Таджикский, К – Киргизский. Структурно-формационные зоны: Б – Байсунская, М – Мечетлинская, Г – Южно-Гиссарская, ЗА – Зарафшано-Алайская, КЯ – Китармай-Ягнобская, АТ – Ауминза-Туркестанская, БК – Букантау-Карачатыр-Алайская, КФ – Курамино-Ферганская, Ч – Чаткальская.

нием земной коры носит условный характер. Исходя из этой модели можно допустить, что очаги магмообразования гранитоидов были размещены на трех уровнях от поверхности земли. Уровень генерации магматических очагов гранитоидов фемического типа от поверхности Земли находится на глубине 45-60 км и более или границы Мохо. На реальность подобных процессов указывают следующие обстоятельства: 1) наличие в полосе Кызылкумо-Ферганского офиолитового пояса пикритовых тел, описанных И.Х.Хамрабаевым (1972) как продукт вещества мантии; 2) широкое развитие в пределах офиолитового разреза (горы Сартали) даек диабазов и габбро-диабазов, рассматриваемых Г.И.Макарычевым (1974, 1978), как комплекс параллельных даек диабазов океанической коры; 3) своеобразный петрохимический, минералого-геохимический состав плагиогранитов – высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , умеренное –  $\text{SiO}_2$ , чрезвычайно низкое – Rb, Sr, отсутствие U, Th, летучих (F, Cl), наличие в составе аксессуарных минералов хромшпинелидов и т. д.; 4) базальтоидный характер исходного расплава при отношении изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,7068$ ); 5) умеренное количество в составе флюидной фазы мантийных газов при резком преобладании в ней по сравнению с другими метана. Если учесть все это, то модель магматического очага здесь имеет двухслойное строение: нижняя часть, состоящая из пикритового расплава и сосуществующая с ним верхняя – примитивные толеитовые базальты. В резуль-

тате его дифференциации образуется небольшое количество кислых расплавов, из которых в последующем кристаллизовались плагиограниты толеитовой серии, обнажающиеся в современной структуре в пределах офиолитового пояса. Реальность возникновения кислых расплавов таким путем доказана результатами экспериментальных исследований Эдвина Реддера (1983). Геологическим основанием в становлении плагиогранитов офиолитовых поясов, видимо, является образование Букантау-Карачатыр-Алайского рифта и рифтовый магматизм (Абдуллаев и др., 1989).

Приуроченность гранитоидов субщелочной серии (габбро-монцит-граносиениты) к рифтогенным структурам, зонам глубинных разломов, их пространственно-временная сопряженность с породами латит-шошонитовой ассоциации и их кислыми производными, особенности структуры, текстуры пород, их петрохимический и вещественный состав (необычно высокие содержания летучих, лития, урана, тория, бария, стронция и др.), ассоциация основного плагиоклаза с ортоклазом, а среди темноцветных – пироксена с биотитом, наличие глубинных акцессорных минералов (муассанит, хамрабаевит, алмаз и др.) и отсутствие европиевой аномалии РЗЭ при  $La/Y = 13-22$  высокие содержания в составе флюидов мантийных газов и другие позволяют предположить, что уровень генерации очагов щелочно-базальтоидного магматизма был на границе Мохо и ниже. Выплавление гранитоидных магм из пород континентальной коры представляется вполне естественным. Физическая вероятность этого процесса убедительно доказана экспериментами, проведенными Х.Винклером, Х.Фон Платеном (1982) и многими другими исследователями. Ими показано, что плавление глубоководного ила из Центрально-Американского желоба, представляющего пелитовый материал, приводит к генерации расплавов, близких по составу S-гранитам Б.Чеппела (1983), возникающих обычно в результате плавления (анатексиса) кордиерит- и гранатсодержащих метаморфических пород. Геологически этот вариант соответствует условиям амфиболитовой фации метаморфизма (при активном участии воды). Образовавшиеся продукты характеризуются избытком алюминия по сравнению с суммой эквивалентного количества щелочей и кальция, при равномерном увеличении к концу процесса содержания кремнезема и щелочей. В Южном Тянь-Шане эти особенности характерны исключительно для гранитоидов коллизийной стадии. Очаги их магнообразования находились на глубине 20-25 км от поверхности. Это расстояние обосновывается, прежде всего тем, что, по А.В.Покровскому (1988) и др., в пределах разреза земной коры Узбекистана кордиерит- и гранатсодержащему слою соответствует именно этот интервал или уровень границы слоев ГО и ДМ. Кроме того, большинство представителей гранитоидов этого типа характеризуется: постоянством редкоэлементного состава и, особенно, таких важных индикаторных элементов, как рубидий, стронций, барий, а также отношений  $K/Rb$ ,  $Ba/Rb$ ; имеют довольно простой парагенезис породообразующих минералов (Пл+Би+Q) и фактически не содержат акцессорного магнетита. Главные компоненты их флюидной фазы –  $H_2O$  и  $CO_2$ , а мантийных (глубинных) газов очень мало или они отсутствуют. В составе редких земель наблюдается тенденция постоянного увеличения европиевой аномалии при высоком значении изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) > 0,7186. Таким образом, на основе экспериментальных данных и петро-геохимических исследований можно принять, что в Узбекистане

глубина очагов палингенного магмообразования сиалического типа или коллизионных гранитоидов составляет 20-25 км.

Проявление субдукционных или надсубдукционных гранитоидов нами отождествляется с образованием очагов андезитового расплава вблизи границы Мохо (коро-мантийная смесь). Состав и масштабы этого типа магмообразования лимитируются соотношением объемов исходной базальтовой и гранитной магм. Доказательством этого в Чаткало-Кураминском регионе является обилие в составе земной коры в больших объемах высокоскоростных включений, интерпретируемых Т.Н.Далимовым (1981 г.) как невышедшие на поверхность магматические тела основного состава. Все это улавливается при изучении минералого-геохимических особенностей гранитоидов этого типа. Так, на «смешанный» характер их исходного расплава прежде всего указывает величина отношений изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) = 0,7105-0,7201, циркония к гафнию в акцессорном цирконе (60-80) и постоянное присутствие в составе их флюидной фазы как мантийных, так и коровых газов. Об этом свидетельствуют также высокая известковистость, щелочность ( $\text{K} > \text{Na}$ ) пород; обилие среди породообразующих и акцессорных минералов водонасыщенных минералов (биотит, амфибол) и акцессорного магнетита (3-4% и более). Примечательны и повышенные содержания Mg, Fe, Ti и Cl и элементов, характерных для средних (Zn, Pb, Mo) и кислых магм (Be, Ba, Sr, Rb и др.), указывающие на природу исходного расплава. Реальность подобных процессов была установлена А.О.Богатиковым и др. (1980 г.) на основании экспериментального изучения и физико-химического анализа условий генерации четвертичных андезитов Большого Кавказа.

Примером участия магнетита при образовании андезитов является Камчатский вулкан Малый Семейчик, включающий широкий спектр пород от высокоглиноземистых базальтов, андезибазальтов и андезитов до дацитов. Балансовые расчеты А.Д.Бабанского и др. (1983 г.) показывают, что здесь в ходе кристаллизационной дифференциации андезибазальтового расплава при переходе от высокоглиноземистого базальта к андезибазальту магнетит составляет приблизительно 10% суммы всех выделенных фаз, а на стадии перехода от андезибазальта к андезиту и далее дациту его доля падает до 4-5%.

Таким образом, результаты минералого-геохимических исследований и экспериментальные данные позволяют предположить, что большая часть гранитоидов сиалическо-фемического типа субдукционных или надсубдукционных условий Чаткало-Кураминских гор образовалась из андезитового расплава, возникшего на больших глубинах (на уровне границы Конрада) в результате смешения мантийного и корового материала.

## ГЛАВА V. ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

В последнее десятилетие появляется и ширится круг работ, рассматривающих вопросы магматизма и рудообразования с позиции тектоники литосферных плит. Отдельные аспекты этой проблемы, касающиеся рудных месторождений Узбекистана, освещены в трудах И.М.Голованова, Т.М.Мацкиной, Ю.В.Михайловой, М.Мансуровой, С.К.Смирновой, Ю.С.Савчука и др., таковые магматических комплексов – в работах А.К.Бухарина, Т.Н.Далимова, А.А.Кустарниковой, Р.Ахунджанова, Р.Х.Миркамалова, К.Урунбаева. В большинстве из этих работ процессы магматизма и рудообразования рассматриваются отдельно как самостоятельные геологические процессы, в виде текстовых приложений. Мы же придерживаемся принципов Х.М.Абдуллаева (1965, с. 18), что «рудогенез есть конечный продукт петрогенеза». Опыт изучения процессов магматизма и рудообразования в регионе с позиции тектоники литосферных плит показал их тесную связь. В связи с этим задачей этой главы является выявление с привлечением новых изотопно-геохимических материалов закономерностей проявления в различных геодинамических условиях магматических и рудных формаций, как единый взаимосвязанный во времени и пространстве процесс. Выявление таких закономерностей в пределах конкретных регионов позволит по-новому интерпретировать их место в строении земной коры, условий образования и металлогению.

### **Эволюция гранитоидного магматизма как следствие геодинамических процессов**

Современные представления об эволюции магматизма (в т. ч. гранитоидного) Средней Азии сложились на основе фундаментальных исследований Х.М.Абдуллаева, В.И.Попова, И.Х.Хамрабаева, Н.П.Васильковского, Т.Н.Далимова, З.А.Юдалевича и др. Ими установлены главные рубежи проявления, вертикальные и латеральные ряды магматизма и их роль в становлении земной коры и т. д. Несмотря на большой объем проведенных работ, для региона отсутствуют единая схема эволюции магматизма и ее связь с геодинамикой. Обилие схем свидетельствует о сложности этой проблемы. Существенный недостаток имеющихся вариантов – недооценка характера магматизма и вещественного состава пород как одного из важнейших факторов, определяющих геодинамическую обстановку и эволюцию магматизма в пределах конкретных структурно-формационных зон. Цель настоящего раздела – дать общую картину эволюции палеозойского гранитоидного магматизма Чаткало-Кураминских гор на фоне эволюции Туркестанского палеоокеана, обусловившей сложный и в то же время направленный ее характер.

Существенным фактором является положение, впервые разработанное Р.Н.Абдуллаевым, Э.Р.Базарбаевым (1988) и развиваемое в дальнейшем К.Урунбаевым, (1992), Т.Н.Далимовым и др. (1993-2010), и утверждающее то, что к рифею на всей территории Средней Азии сформировалась кора континентального типа, которая в последующем подвергалась неоднократной деструкции. Это доказывается наличием разновозрастных гранитоидных комплексов: мигматит-гранито-гнейсового, гранодиорит-гранитового, тоналит-трондьемитового, высококальциевых гранитов и плагиогранитов. Данное направление в настоящее время успешно



развивается и приобретает все больше сторонников (П.А.Мухин, Р.Х.Миркамалов и др.). Исходя из этого, мы, вслед за предыдущими исследователями, в развитии палеозойского гранитоидного магматизма выделяем пять главных эпох гранитообразования: 1) кембрий–раннеордовикская; 2) ордовик–силурийская; 3) девон–раннекаменноугольная; 4) средне–позднекаменноугольная; 5) пермская (см. Приложение 2).

Попытка восстановления геодинамической обстановки палеозоя Чаткало-Кураминских гор исходя из эволюции гранитоидного магматизма была бы неполной без краткого анализа особенностей развития общего магматизма Тянь-Шаня в докембрии. На основании материалов предыдущих разделов, а также литературы («Докембрий Средней Азии» (1982), «Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня» (1979), «Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии и Узбекистана» (1994, 2000), «Эволюция магматизма Средней Азии» (1986), «Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня» (2010) и др.) можно отметить, что в раннее протерозойское время ( $PR_1-V$ ) господствует мафит-ультрамафитовый магматизм, продукты которого обнажаются в отдельных разобщенных блоках Тянь-Шаня, Памира, где они объединены в габбро-плагиогранитовую (альпинотипные ультрамафиты), метабазальтовую формации. Для них характерно преобладание в составе мафит-ультрамафитов низкощелочных, высокомагнезиальных продуктов в ассоциации с глубоководными осадочными образованиями. Это дает основание считать, что в это время на территории Тянь-Шаня господствовал океанический режим, что согласуется с представлениями В.И.Попова (1975 г.) о протоокеане в этой части Евразии. Следующее, позднепротерозойское время длительностью 0,8-0,9 млрд. лет, характеризуется бурным гранитоидным магматизмом, свидетельствующим о создании первичной коры континентального типа. Образуется древний палеоказахстанский континент, включающий современную территорию Тянь-Шаня, Памира, Казахстана, в пределах которых структурное положение древних континентальных блоков в виде отдельных изолированных, линзовидных тел среди более молодых образований является одним из первых доказательств того, что в истории развития Тянь-Шаня сочетались деструктивные и конструктивные процессы, приведшие к разрушению древней континентальной коры и формированию участков с новообразованной.

Главные особенности гранитоидного магматизма этого времени следующие: а) однообразный характер магматитов, обладающих натриевой и калий-натриевой щелочностью, чем и обусловлено обилие в их составе плагиогранитов; б) образование мелких штоковидных, дайкообразных тел, небольших плутонов, локализованных в гнейс-гранитных куполах; в) наличие явно автохтонного облика, чем обусловлена удовлетворительная корреляция их состава с составом вмещающих пород; г) формирование массивов в условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций глубинности. Таким образом, в докембрии ведущей чертой эволюции гранитоидного магматизма так же, как и тектонического развития территории, было образование «гранитно-метаморфического слоя» земной коры. На это указывает постепенный рост объемов кислых магм. Такой стиль развития региона Т.Н.Далимовым и Р.Н.Абдуллаевым (1982) был назван конструктивным. Рассмотрим эволюцию палеозойского гранитоидного магматизма по отдельным эпохам.

**Кембрий–раннеордовикская эпоха.** В начале раннего палеозоя основным ареалом эндогенной активности становится Киргизско-Терскойская зона, возникновение которой связывается с обособлением Северо-Казахстано-Киргизско-Алайско-Таджикского микроконтинентов (рис. 21), с последующим заложением в рифтовой

## Палеоказахстанский континент R<sub>3</sub>-V

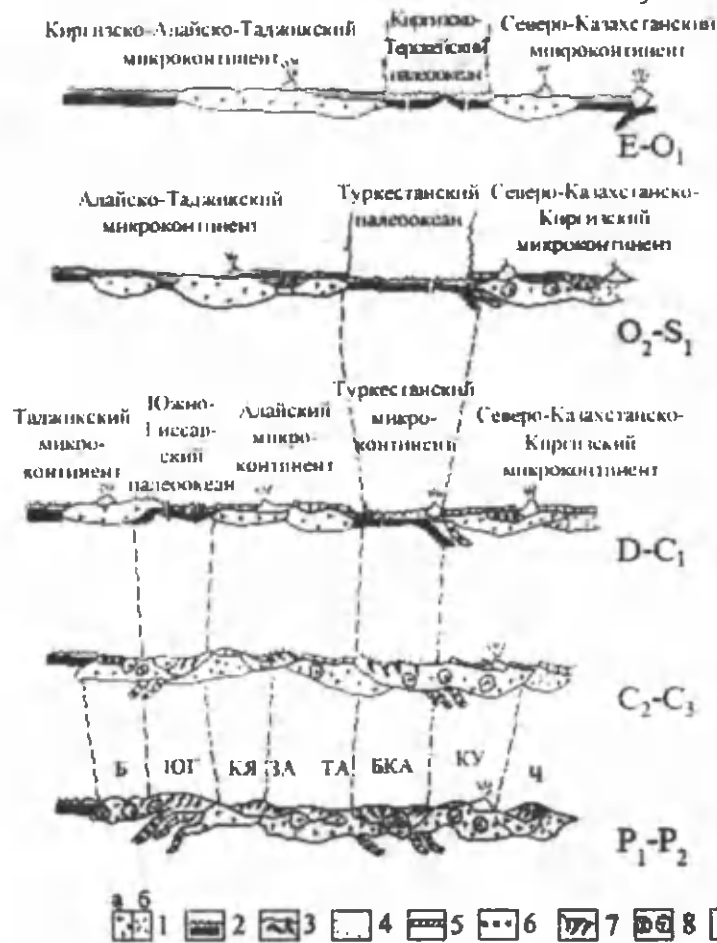


Рис. 21. Палеотектонические профили палеозоя Тянь-Шаня (по Р.Н.Абдуллаеву, Р.Э.Базарбаеву, Т.Н.Далимову, П.А.Мухину, 1989). Кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – зоны спрединга; осадки: 4 – терригенные, 5 – карбонатные; 6 – молассы; 7 – покровные комплексы; 8 – гранитоиды: а – мантийные и нижнекоровые, б – коровые; 9 – вулканиты; 10 – прежние зоны Беньофа; 11 – рифты; 12 – структурно-фациальные зоны: Б – Байсунская, ЮГ – Южно-Гиссарская, КЯ – Китармай-Ягнобская, ЗА – Зарафшано-Алайская, ТА – Туркестано-Алайская, БКА – Букантау-Карачатыр-Алайская, КУ – Курамино-Ферганская, Ч – Чаткало-Нарынская.

структуре одноименной эвгеосинклинали (Киселев, 1970; Кнауф, 1973). Здесь продукты магматизма этого времени представлены, главным образом, породами океанического режима – габбро-перидотитами, базальтами. Магматизм завершается в раннем ордовике внедрением тел плагиогранитов, свидетельствующих о создании единичных блоков новообразованного «гранитного» слоя в рамках этой зоны. В это время на ее севере, в пределах Северо-Казхастанского микроконтинента, внедряются габбро-монцонит-сиениты и тоналит-гранодиорит-монцониты (карабулакский и джержелачские комплексы); на юге – Киргизско-Алайско-Таджикский микроконтинент характеризуется слабой магматической активностью. Все это согласуется и с палинспастическими реконструкциями П.А.Мухина (1989). По его данным, эти разобщенные микроконтиненты продолжали дрейфовать в северном полушарии между 10 и 20° с. ш., разворачиваясь вокруг собственной оси против часовой стрелки на 20-35°. Ширина палеоокеана, располагавшегося между ними, составляла примерно 400-500 км. Оба микроконтинента обрамлялись пассивными континентальными окраинами. Таким образом, в кембрий-раннеордовиковской эпохе образуется Киргизско-Терскойская зона, представляющая собой океаническую структуру, к северу и югу от которой располагались пассивные окраины Северо-Казхастанского и Киргизско-Алайско-Таджикского микроконтинентов. Соответственно геодинамическим ус-

ловиям развития региона и происходит эволюция гранитоидного магматизма этого времени, т. е. при сохранении общей кремнекислотности резко меняется режим щелочей, и роль  $\text{Na}_2\text{O}$  сменяется  $\text{K}_2\text{O}$ .

**Средний ордовик–силурийская эпоха.** Гранитоидный магматизм этого времени на территории Тянь-Шаня проявился с большей интенсивностью по сравнению с раннепалеозойским и в различной геодинамической обстановке. С точки зрения Р.Н.Абдуллаева, Т.Н.Далимова (1987), основные геодинамические события этого времени – закрытие Киргизско-Терской палеоокеанической структуры в Северном Тянь-Шане и начало раскола и раздвига в Южном, в полосе Бесапано-Южно-Ферганской зоны разломов, где формируется Букантау-Карачатыр-Алайский рифт, заложный на коре океанического типа. Об этом можно судить по небольшим линейно-вытянутым телам офиолитов. К этой же зоне приурочены формации щелочных и субщелочных базальтов (Шпотова и др., 1981).

В настоящее время в разрезе офиолитовых пластин Букантау, Тамдыгтау установлены наряду с мафитами и ультрамафитами породы известково-щелочной серии – плагиограниты, альбитофиры, тоналиты и т. д. (Урунбаев, 1987). Подобные породы описаны З.А.Юдалевичем и др. (1984) в пределах офиолитового разреза гор Султанувайс и Ш.Муминовым (1973) – Южной Ферганы. Из этого следует, что в пределах офиолитовых поясов Южного Тянь-Шаня наряду с магматитами толеитовой серии имеются также и породы известково-щелочной. Все это согласуется с представлением О.А.Богатикова и др. (1984) о том, что одновременная ассоциация в офиолитовых поясах пород толеитовой и известково-щелочной серий является индикатором обстановки «окраинных бассейнов – юных островных дуг», в которых формируются уже не только океаническая, но и первая континентальная кора.

Таким образом, конструктивные процессы, проявившиеся при закрытии Киргизско-Терского палеоокеана, вызвали деструкцию в пределах Алайско-Таджикского микроконтинента, завершившуюся появлением Туркестанского палеоокеана. К северу от этой структуры территории Северного Тянь-Шаня, включая Чаткальскую и Кураминскую зоны, представляли область орогенного магматизма, продукты которого в современной структуре обнажаются в виде диорит-гранодиорит-гранитовой (суусамырский комплекс) и гранит-лейкогранитовой (Каракиинский массив) формаций. Территория к югу от Туркестанского палеоокеана – Гиссарский, Зарафшанский хребты и горы Кульджуктау – в это время развивались в режиме континентальной стадии. Все это обусловило сложность и пестроту эволюции магматизма Тянь-Шаня на этом этапе. Это мощный гранитоидный магматизм известково-щелочной серии, образованный из так называемых «водонасыщенных» расплавов в областях с орогенным развитием (Северный Тянь-Шань, Чаткало-Кураминские горы) и толеитовой серии – в Южном Тянь-Шане (в полосе Букантау-Карачатыр-Алайской зоны). К югу от нее территория была амагматичной. Таким образом, эволюция среднепалеозойского гранитоидного магматизма свидетельствует о том, что около 400-420 млн. лет назад на территории Северного Тянь-Шаня и Чаткало-Кураминских гор господствовал орогенный режим, а Букантау-Карачатыр-Алайской зоны – окраинно-морской. Соответственно этому развивался и гранитоидный магматизм этого времени.

**Девон–раннекаменноугольная эпоха.** Анализ имеющихся данных показывает, что в это время вся территория Северного Тянь-Шаня испытывает режим эпиплатформенного орогенного магматизма, ведущей тенденцией которого является образование горстов и грабенов, где накапливаются продукты континентального вулканиз-

ма. Южный Тянь-Шань продолжает оставаться ареалом океанического развития, на что указывает расширение базальтоидного магматизма (Южная Фергана, Султанувайс и др.). В центральной части Южного Тянь-Шаня в это время развивается рифтовый вулканизм – пояса мафитов и ультрамафитов, приуроченные к системе параллельных глубинных разломов: Южно-Гиссарского и Южно-Сурхантауского (Портнягин, 1973). Это свидетельствует о смещении процессов деструкции континентальной коры в пределы Алайско-Таджикского микроконтинента и образовании рифтогенных структур, позднее превратившихся в Гиссарский палеобассейн, разделивший Алайский и Таджикский микроконтиненты (Далимов и др., 1989). Вся остальная территория Средней Азии была амагматичной и представляла собой пассивную окраину. Таким образом, сейчас трудно ответить на вопрос есть ли в пределах Средней Азии продукты типичного гранитоидного магматизма девон–раннекаменноугольного возраста. Известны только небольшие дайкообразные тела (каратагатинский комплекс) гранит-граносиенитовой, монцонит-сиенитовой формаций, образующие с раннедевонскими вулканидами трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации сложнопостроенные вулканоплутонические ассоциации (Рахманов, Урунбаев, 1988).

**Средне–позднекаменноугольная эпоха** занимает особое место в истории развития гранитоидного магматизма Тянь-Шаня. Пестрое сочетание громадных по площади развития гранитоидных плутонов, проявившихся во многих частях Тянь-Шаня, обуславливает специфику этого времени. Главное событие в этот период – разнообразные коллизионные процессы, обусловившие закрытие палеоокеанических бассейнов, формирование крупных гранитоидных плутонов. В результате поглощения океанической коры Туркестанского океана под Северо-Казахстано-Киргизским микроконтинентом в пределах Южного Тянь-Шаня к северу от Южно-Ферганского разлома образуются области активных континентальных окраин. На юге на месте замкнувшейся Южно-Гиссарской палеоокеанической структуры после шарьирования и сжатия формируется Гиссарский плутон. На месте Туркестанской палеоокеанической структуры гранитоидный магматизм проявлен слабо и преимущественно представлен гранитоидами тоналит-грандземитовой формации (Бокалинский массив). В южной части Букантау-Карачатыр-Алайской зоны выделяется новый ареал гранитоидного магматизма (Зарафшанский, Нуратинский хребты, Кызылкумы), представленный гомодромными диорит-гранодиорит-гранитными ассоциациями, составляющими основу гранитоидов коллизионной стадии.

Иначе говоря, Южный Тянь-Шань в это время являлся провинцией развития крупных плутонов гранитоидного магматизма. Это справедливо и для первой половины перми. Основным механизмом образования здесь мощного гранитоидного магматизма являются разнообразные процессы коллизии и шарьирования. Поэтому большинство гранитоидных плутонов послебашкирского возраста имеет удлиненную форму. По мнению О.Кошмурадова (1989), это объясняет субширотную ориентировку главной массы верхнепалеозойских гранитоидных плутонов Южного Тянь-Шаня. Таких зон, вероятно, было две: одна – в полосе Тамдытау, Нуратинский хребет и далее Кокшаалтау, вторая проходила в полосе Зирабулак-Зиятдинских гор и Гиссарского хребта. Полосы совпадают с зонами Южно-Ферганского и Южно-Гиссарского глубинных разломов.

Принципиально иной тип гранитоидного магматизма омечается к северу от Южно-Ферганского разлома, где формируется Кызылкумо-Кураминский вулканоплутонический пояс. Вертикальный ряд магматических формаций здесь представлен сочетанием формаций: островодужной – калиевых базальтов и сиенодиорит-монцонит-сиенитовой ( $C_1$ ) и надсубдукционной трахиандезит-дацитовой и гранодиорит-гранитовой ( $C_2$ - $C_3$ ).

Таким образом, эволюция гранитоидного магматизма этой эпохи происходит в трех геодинамических обстановках, сменяющих друг друга с севера на юг: область эпиплатформенного магматизма с проявившимися в нем деструктивными явлениями толеитового магматизма сменяется активным окраинным с субщелочным типом магматизма и областью мощных коллизий с бурным плутоническим магматизмом известково-щелочной серии. Весь Южный Тянь-Шань в это время является ареной орогенного магматизма. Здесь наряду с гранитоидами проявляется щелочной магматизм (нефелиновые сиениты), связанный с условиями сжатия. Особое место занимает Кураминская зона. Здесь пермский магматизм более разнообразен и полон. Намечается следующий вертикальный ряд формации: габбро-монцонит-сиенитовая (бабайобский комплекс), высококальциевая гранит-лейкогранитовая (арашанский комплекс) и формации субщелочных габброидов (Алчалысайский массив). В их распределении по площади отмечается определенная зональность, зависящая от положения по отношению к структурной зоне палеоокеана (Южно-Ферганский разлом). Так, если на юге вблизи границы с герцинидами распространены породы преимущественно известково-щелочной серии (диорит-гранодиорит-гранитовая формация), то на севере в тыловой части Кураминской зоны преобладают проявления субщелочного магматизма (гранит-лейкогранитовая с граносиенитами, монцонит-сиенит-граносиенитовая и граносиенитовая формации). В Каржантау описаны также породы шошонит-латитовой разности (Рахманов, 1974). В последние годы в зоне Кумбель-Угамского разлома (участок Кошмансай) и в Гавасайском грабене (басс. р. Кучар) выявлены проявления щелочных габбро (Алчалысайский массив) и лейцитовых базальтов, тяготеющих к зонам глубинных разломов. По данным Я.М.Рафикова и др. (1986), их проявление здесь связано с континентальным рифтогенезом. Такой тип магматической зональности, определяемый повышением щелочности магматических продуктов вглубь континента, характерен для активных континентальных окраин (Коваленко и др., 1984).

Таким образом, изложенный материал показывает, что эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Южного Тянь-Шаня была связана с возникновением и последовательной сменой ряда геодинамических обстановок, обусловивших этапность развития магматизма в регионе. Последовательная во времени смена магматических формаций и геодинамических обстановок, существование черт преемственности, указывают на наличие связи между ними. Так, начальному этапу геодинамического цикла соответствует раскол докембрийского континента и образование морских бассейнов с магматизмом, сходным с магматизмом современных океанов (офиолитовый комплекс). Этот этап (мы вслед за многими исследователями считаем океаническим) продолжался в Южном Тянь-Шане (в полосе Букантау-Карачатыр-Алайской зоны) от конца нижнего палеозоя до начала среднего. Следующий, среднепалеозойский, этап характеризовался образованием (по обрамлению бассейнов) островных дуг и активных континентальных окраин. Процессы субдукции в начале этого этапа способствовали формированию островных дуг в Южном Тянь-Шане и присущих им магматических формаций, индикаторных для переходной стадии развития земной коры, важной особенностью которых было преобладание основных, средних и умереннокислых пород толеитовой и известково-щелочной серий.

Более сложное развитие магматизма происходило на активной континентальной окраине. Прежде всего, для нее характерна высокая магматическая активность, обилие субщелочных разностей пород. Эволюция магматических формаций не го-

Продукты магматизма имеют тесную связь с рифтогенезом, образуют сложные полифациальные вулканоплутонические ассоциации, что является одной из отличительных черт магматизма активных окраин от эпигеосинклинального магматизма. Кроме того, принципиальное и важнейшее отличие его эволюции от эвгеосинклинального заключается в том, что он сопряжен с деструктивными процессами и не приводит к созданию новообразованной континентальной коры, а наоборот, способствует ее взламыванию и дальнейшему усложнению (Богатиков и др., 1984; Далимов, 1988). Таким образом, анализ вещественного состава и размещения продуктов магматизма позволяет отметить, что эволюция палеозойского гранитоидного магматизма здесь обязана, прежде всего, геодинамическим условиям развития региона: а) палеоокеанических структур (плагиограниты офиолитовых поясов); б) островных дуг (гранитоиды К-На разности известково-щелочной и субщелочной серии); в) активных континентальных окраин; г) субдукционные гранитоиды Na-K разности известково-щелочной серии; д) континентального рифтогенеза (мондонитоиды субщелочной серии); е) коллизии (стандартные и высококалийевые граниты известково-щелочной серии). Все это более наглядно выражается на сводной диаграмме Пирса и др. (1984) и на диаграмме эволюции РЗЭ в этих гранитоидах (рис. 22, А, Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub>).

### **Основные факторы образования и размещения серебро-золоторудного оруденения**

Кураминская структурно-формационная зона – одна из известных в Средней Азии по насыщенности недр полезными ископаемыми. Среди них ведущее значение имеет эндогенная группа, представленная благородными (Au, Ag), цветными (Cu, Pb, Zn), редкими (Li, Sn, Bi, W, Mo), радиоактивными (U, Th) металлами и флюоритом. Различные аспекты их металлогении (особенно золота) рассмотрены в работах Х.М.Абдуллаева, Е.А.Антонова, В.А.Арапова, И.А.Айзенштата, К.Л.Бабаева, А.А.Малахова, К.Урунбаева, Ф.А.Усманова, И.Х.Хамрабаева, Т.Шаякубова и др. По мнению этих исследователей, а также по результатам наших работ (Хамрабаев, Урунбаев, 1972) следует, что основная масса эндогенного оруденения золота в регионе пространственно связана с вулканитами андезидацитовой формации. Большинство (около 70-75% от общего количества) проявлений золота на площади региона размещается в пределах и по внешним линейным, реже, кольцевым депрессионным вулканотектоническим структурам. Рудоконтролирующую роль играют субмеридиональные скрытые разломы фундамента, узлы пересечения которых с грабенами контролируют размещение центров вулканической деятельности (субвулканы, экструзии, некки, жерловины) и определяют положение золоторудных полей. При размещении в них рудных тел огромное значение имеют кольцевые структуры, а также разломы северо-восточного, субширотного, реже, субмеридионального направления, синвулканические полукольцевые и радиальные разломы, области центров извержений, трещинные и дайковые пояса и др. Важная роль придается также составу вмещающих пород. Ниже вкратце рассмотрим некоторые аспекты этих факторов.

*Положение оруденения по отношению к крупным структурам.* Т.М.Мацокина и др. (1979), систематизируя известные металлогенические схемы Центральной Азии, выделяют Бельтау-Кураминский региональный пояс, куда входит и Чаткало-Кураминский регион. А.Е.Антонов (1979) вслед за И.А.Фаворской, И.Н.Томсоном (1969) и др. считают, что в областях широкого развития вулканизма рудные районы следует

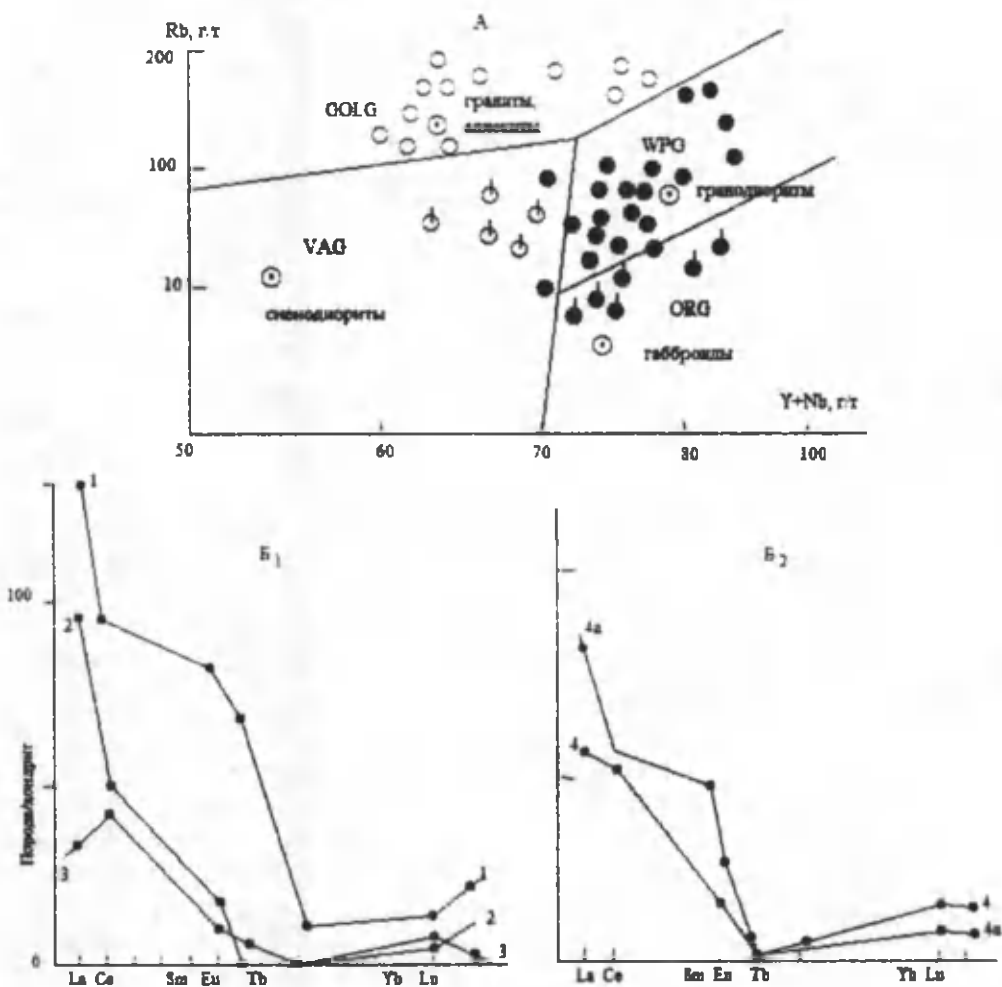


Рис. 22. Положение пород верхнепалеозойских плутонических комплексов различных геодинамических обстановок. А – на диаграмме Rb-Y+Nb (Pearce, et. al., 1984) и в координатах порода/хондрит – РЗЭ. Поле: ORG – субокеаническое, VAG – островодужное, WPG – субдукционное, COLG – коллизийное (усл. обозн. см. на рис. 10, 16, А). Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub> – в координатах порода/хондрит-TR; линии: 1 – габбро-плагииграниты, 2 – сиенодиориты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты, 4а – аляскиты. Линии эволюции РЗЭ: 1 – габбро-плагииграниты, 2 – монцоноиды и сиенодиориты, 3 – гранитоиды и адамеллиты, 4, 4а – граниты и аляскиты.

ограничивать одной вулканотектонической структурой. Нам представляется, что это направление больше соответствует требованиям современной металлогении. Оно обосновывается на следующих обстоятельствах: каждая вулканотектоническая депрессия представляет четко обособленную структуру, магматическая деятельность внутри которой отличается своими особенностями, что и отражается на характере рудной формации. В частности, А.Е. Антоновым в результате проведенных исследований наметилась зональность размещения оруденения внутри Лашкерекской вулканотектонической депрессии. В центре структуры локализуется полиметаллическая с серебром, а в краевых или удаленных (6-8 км) участках – кварц-золоторудная формация. Такой подход к выделению рудных районов в целом согласуется с представлениями о систематике рудоносных площадей Е.Т. Шаталова, М.А. Фаворской,

И.Н.Томсона и др. Нами с учетом полученных данных и указанных представлений все серебро-золоторудные формации объединены в три рудно-магматических региона, соответствующих трем вулканотектоническим структурам: Кочбулак-Ничбашская, Шаваз-Дукентская и Чадакская.

В настоящее время связь минерализации (оруденения) с такими структурами и, особенно, с местами их пересечения установлена во многих районах: Дальнем Востоке (Н.А.Фегельман), Рудном Алтае (М.И.Дробышевский и др.), Мугоджар (А.П.Большаков) и других регионах. Нами такая связь выявлена в юго-западных отрогах Чаткала, что учтено при составлении сводной металлогенической карты правобережья р. Ангрэн (Т.М.Мацокина, Юдин, К.Урунбаев, 1974). На основе наших исследований сделаны следующие выводы: 1) в этих структурах наиболее благоприятными для локализации кварц-полисульфидно-золотого оруденения являются северо-восточные разломы, за ними следуют северо-западные, затем субширотные и полукольцевые. При рассмотрении плотности оруденения для кварц-полисульфидно-золоторудных проявлений северо-восточные разломы значительно опережают другие (75-80% против 20-25% в северо-западных); 2) подавляющая часть оруденения локализуется в субширотных разломах, а также вне связи с разломами основных систем. Степень насыщенности разломов проявлениями рудной минерализации возрастает от структур больших порядков к малым, т. е. наиболее благоприятными для локализации кварц-полисульфидно-золотой формации являются северо-восточные разломы низких порядков; 3) помимо рудоконтролирующей роли разломов, в отдельных случаях выявляется их роль как экранов оруденения. Так, на Кочбулакской площади в сериях секущих северо-северо-восточных разломов, вмещающих основную массу рудных тел, увеличивается интенсивность минерализации при приближении к согласным субширотным структурам (Кальта, Узун и др.). Такие особенности размещения секущих тел наряду с тем, что отдельные секущие тела все же пересекают согласные структуры, позволяют говорить об экранирующей роли последних.

*Литологические факторы контроля оруденения.* Роль литологического контроля обуславливается тем, что условия миграции рудоносных растворов и отложение из них рудных элементов зависят от свойств вмещающей среды, ее химсостава, проницаемости, физических свойств и др. (Х.М.Абдуллаев, М.А.Ахмеджанов, С.Т.Бадалов, В.А.Власов, А.К.Королев и др.).

Нами проанализировано распределение золоторудных проявлений района по литолого-фациальным разновидностям пород: 1) проявления золоторудных формаций (кварц-пирит-золоторудной и кварц-полисульфидно-золотой с теллуридами) размещаются, в основном, в вулканитах андезидацитовой формации ( $C_2$ ) и, в меньшей степени, в гранодиоритах  $S_2-D_1$ ; 2) по удельной плотности оруденения первое место принадлежит пирокластике среднего состава (45-50%). Эти значения по разностям пород распределяются следующим образом. Кварц-сульфидно-золоторудные проявления: в пирокластике андезитовой формации – 35%, массивных порфиритах андезидацитовой формации – 24%, порфиритах андезитовой формации – 15%, кристаллических экструзивных, субвулканических порфиритах – 26%; кварц-пирит-золоторудные с теллуридами: в осадочно-пирокластических породах андезидацитовой формации (35-37%), несколько меньше – в экструзивных и субвулканических (18-20%) и гранитоидах (15-16%). Таким образом, основная масса среднекарбонových рудопроявлений и месторождений золота на рассматриваемой территории размещаются в вулканогенных породах среднего и несколько меньше – кис-



лого состава. Для сопоставления можно привести данные по Чаткальскому хребту и Лашкерекской депрессии, где также отмечено уменьшение плотности оруденения снизу вверх по разрезу (Мацокина, 1970; Антонов, 1971).

Учитывая, что приведенные данные по распределению минерализации золота в различных разновидностях пород могут обуславливаться не только минералогическим составом, но и стратиграфическим фактором (по вертикали), а также их связью с вулканическими аппаратами, следует все же подчеркнуть достаточно важную роль собственно литологического фактора, особенно, мелкообломочных туфов. Среди других свойств вулканогенных пород, влияющих на размещение минерализации, можно отнести их измененные разности. Исследования показали, что зоны вторичных кварцитов левобережья Ничбашая приурочены к более кислым кварцсодержащим разновидностям тел андезитовой формации и ограничиваются в основных андезитовых порфиритах Караташской интрузии; содержат золото в 2-3 раза больше, чем сами андезидациты. Характеризуя литологический контроль размещения золоторудной формации на изучаемых площадях, необходимо остановиться также и на роли карбонатных пород. В районе они распространены крайне ограниченно – разбиты на блоки-останцы в кровле гранодиоритов (в басс. рек Сегенек, Кызылалмасай, Талбулак, Карабау, Балгалы и др.), но по сравнению с вулканиками более компетентны и химически активны. Так, окремненные известняки по р. Сегенек повсеместно заражены золотом – более 3 г/т (пробирный анализ). Оно зафиксировано до 90 знаков и в шлихах. Золото установлено также и в известняках ( $D_{2,3}$ ) на участке Талбулак, Балгалы. Следовательно, в Кураминской подзоне имеются все предпосылки наличия малоизвестного золотого оруденения для поисков такой же минерализации на других участках (басс. рек Сукок, Заркент, Акташ и др.), которые по геологической позиции схожи с месторождениями Ольховка и Чибетск в Минусинском крае и Карлин, Раунд Маунти в США, на что обратил внимание еще А.В.Королев (1945), указывая на возможность закономерной приуроченности золотого оруденения к карбонатным породам с повышенным содержанием силикатного материала. Этот тезис более детально рассмотрен В.Д.Цоем (2002), М.А.Мундузовой (2004), А.Рустамовым (2011). По их данным, на правом берегу Ангрена имеется достаточно фактов о возможности образования здесь золотого оруденения карлинского типа. Как видно из изложенного, литологическим фактором в значительной мере объясняется позиция различных типов золоторудной минерализации в районе, что особенно должно учитываться при поисках скрытого оруденения.

*Положение оруденения в вертикальном разрезе.* Многочисленные проявления в Кочбулак-Ничбашском, Карабау-Дукентском и Чадакском рудных полях расположены практически во всех частях геологического разреза. Однако, как видно из графика (рис. 23), на первом месте, как по количеству проявлений, так и плотности, находятся средние части общего разреза и самые верхи подстилающего вулканиты фундамента. В различных рудных полях положение оруденения в разрезе имеет свои отличия, обусловленные спецификой их геологического развития, участков и особенностями самих процессов минералообразования. Так, в пределах Кочбулак-Ничбашского рудного поля минерализация локализуется, главным образом, в породах андезидацитовой формации, которые в нерудном интервале перекрываются кристаллокластическими порфиритами. Рудное поле размещается в восточном и западном блоках Ашуйского разлома. Строение обоих блоков различно. В западном породы андезитовой формации прорваны среднекарбонатыми гранодиоритами, оруденение представлено кварц-пирит-золоторудной формацией. В восточном блоке размещается промышлен-

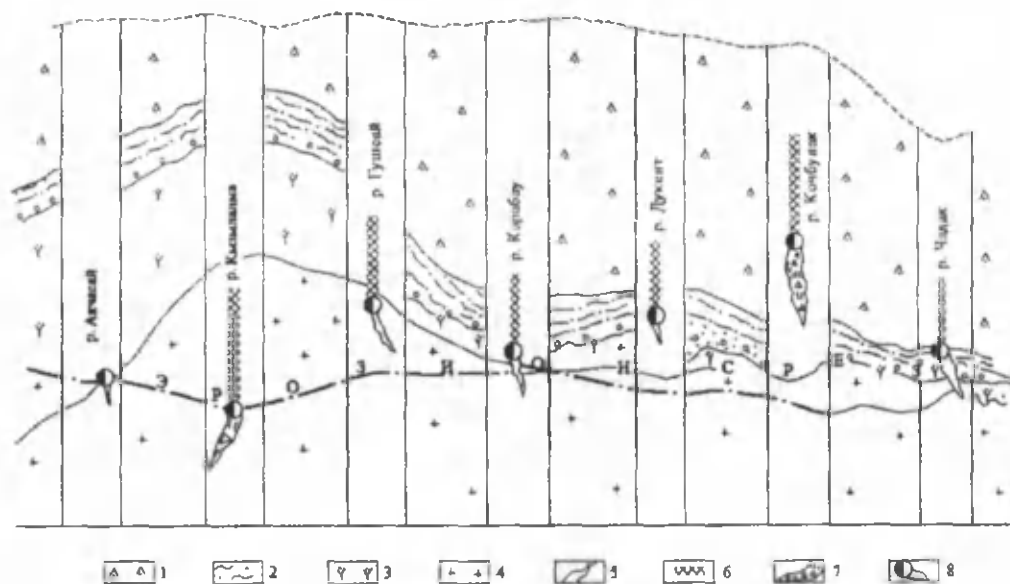


Рис. 23. Схема размещения золоторудной формации Кураминской подзоны по вертикали (составил К. Урунбаев с использованием материалов Кызылалминской, Чадакской и Кочбулакской ГРП, 2005). 1 – вулканилиты андезидацитово-формации ( $C_{2,3}$ ); 2 – различные туфы, туффиты, игнимбри-ты ( $C_{2,3}$ ); 3 – вулканилиты андезитовой формации ( $C_2$ ); 4 – породы фундамента (S-Cm); 5 – убого сульфид-ная кварц-пирит-золоторудная формация; 6 – вторичные кварциты (метасоматиты); 7 – кварц-полисуль-фидно-(с теллуридами)-золоторудная формация; 8 – месторождения и рудопроявления.

ное кварц-полисульфидно-золотое с теллуридами оруденение, в пределах которого крайними элементами являются, с одной стороны,  $Cu$  и  $Bi$ , с другой –  $Se$  и  $Te$ . По данным Т.И. Тимофеевой (1978) и Е. Коваленкера (1996), при движении вверх по рудоносной зоне отношение продуктивности первой пары ко второй возрастает в сотни раз, свидетельствуя о том, что повышенными содержаниями  $Cu/Bi$  и  $Se/Te$  фиксируются верхи золоторудных зон. Что касается самого золота, то отдельные рудные тела разведаны до глубин 300–400 м, и нет признаков, указывающих на какое-либо уменьшение содержаний. Исходя из этого, можно полагать, что в настоящее время вскрыты верхи Кочбулакского месторождения, и золотая минерализация распространяется на глубину не менее 400–600 м.

Для двух других рудных полей – Карабуу-Дукентского и Чадакского, интересных в промышленном отношении наличием кварц-пирит-золоторудной формации, образовавшейся в предсреднекарбовое время, определение глубины формирования и степени эрозионного среза более затруднительно в связи с тем, что эти проявления подвергались интенсивным эрозионным процессам дважды – в среднем карбоне и предмезозойское время (Б. Андерсон, В. Арапов). В этих полях золоторудная минерализация, особенно в Карабуу-Дукентском, размещается в приконтактных частях древних (каледонских) гранитоидных массивов (Туячаульский, Карабууский, Акча-Шавазский), с которыми и связывают ее образование. Глубина формирования этих массивов соответствует гипо- и мезоабиссальной фации. Отсюда, глубину формирования этой минерализации можно принять 2–2,5 км. Об этом свидетельствует также факт, что известные в районе проявления этой золоторудной формации концентрируются внутри или около гранитоидных массивов в зоне разлома, как правило, не превышающей нескольких сотен метров.

Мы считаем, что глубина формирования и вертикальный размах оруденения для кварц-пирит-золоторудной формации района составляет: для первого – уровень глубинности мезоабиссальный; вертикальный размах – 300-500 м; глубина формирования 1500-2500 м; для второго – приповерхностный, 400-600 м; 800-1000 м соответственно. Эти данные позволяют уточнить положение двух основных золоторудных формаций района и конкретных проявлений минерализации в пределах рудных полей в вертикальном разрезе, их вертикальный размах и глубины формирования, что имеет важнейшее значение для оценки их перспективы на глубину. Что касается кварц-полисульфидно-золоторудной (с теллуридами) формации, то она менее глубинна, и ее перспективы следует ожидать в расширении площади в обрамлениях Лашкерекской вулканотектонической структуры, особенно, на север-северо-восточной ее части.

*Положение оруденения по отношению к продуктам метасоматических изменений.* Выяснение отношения оруденения к процессам наложенных изменений относится к числу наиболее важных вопросов исследований магматизма и оруденения, поскольку метасоматические изменения боковых пород представляют во многих случаях своеобразные «предвестники оруденения» и тесно с ним связаны. Отношения изменений и оруденения могут быть различны, так как непосредственно зависят от особенностей магматизма и постмагматических процессов. В регионе выделяются два типа золотого оруденения: кварц-пирит-золотое и кварц-полисульфидно-(с теллуридами)-золотое, соответственно которым наблюдаются два разновозрастных комплекса изменений, широко распространенных. Анализ имеющихся материалов показал, что более древняя формация – кварц-пирит-золотая – включает вторичные метасоматиты: кварц-серицитовые кварциты с признаками алунитовой минерализации, развивающиеся по вулканитам андезитовой формации (Самгран, Кайрагач, Чумаук, Акчасай, Чадак и др.) и гранитоидам (S-D<sub>1</sub>) (Кызылалмасай, Междуречье, Самарчук) – площади, занятые продуктами этих изменений имеют различные размеры: от первых до сотен м<sup>2</sup>, их форма весьма разнообразна, частью площадная, но иногда линейная, обусловленная связью с разрывными нарушениями древнего заложения. Иной комплекс изменений связан с кварц-полисульфидно-(с теллуридами)-золотой формацией. Он приурочен к линейным и кольцевым зонам и более соответствует понятию «околорудных изменений», представленных серицитизацией, хлоритизацией, пиритизацией, карбонатизацией, окварцеванием и т. д. вмещающих пород. Эти изменения вначале, видимо, происходили в результате воздействия слабокислых гидротермальных растворов с привнесом калия, алюминия, железа и выносом натрия, а в конечной стадии процесса из раствора отложилась основная масса жильных и рудных минералов: кварц, кальцит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, серебро и золото. На рис. 24 приводятся результаты, полученные при изучении метасоматитов в горных выработках, кернах скважин месторождения Кочбулак и на поверхности Карабау-Алатангинской, Чадакской и Суппаташской площадей.

1. Обе разновозрастные разновидности комплекса метасоматических изменений развиваются независимо друг от друга и могут накладываться одна на другую. Здесь достаточно широко проявились площадные типы изменений – пропилитизация и вторично – кварцевый тип. Первой подвергались породы  $\frac{4}{5}$  всей площади. Вторичные кварциты, представлены в южной части рудного поля (басс. р. Кочбулак) кварц-серицитовыми метасоматитами, тяготеющими к субширотным структурам. В них содержатся (%): кварц – 60-65; серицит – 15-20; пирит – 1-4. В северной части руд-

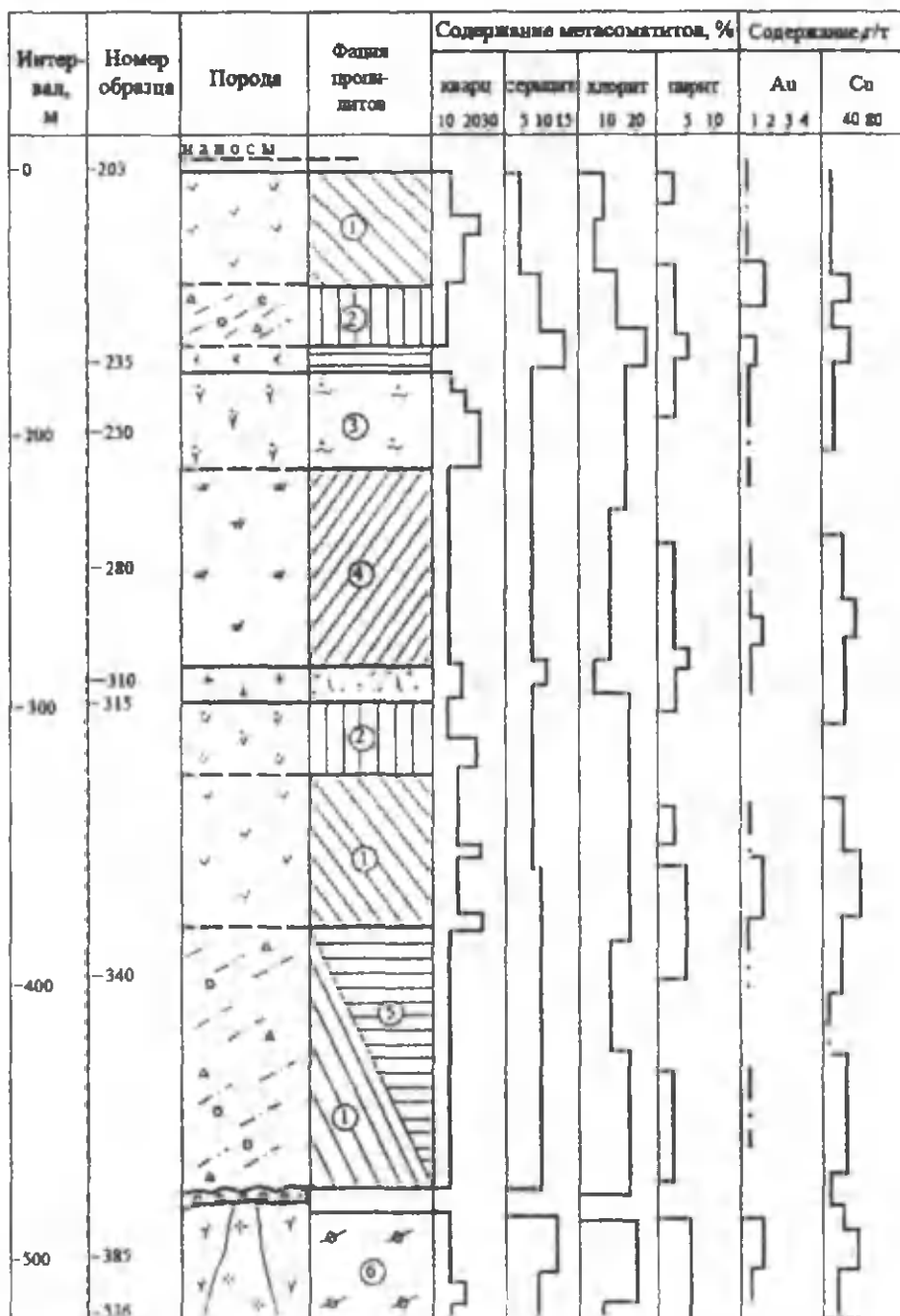


Рис. 24. Минералого-петрографический разрез с результатами опробования по скв. 2682 и 2684 месторождения Кочбулак (составили К.Урунбаев и Т.Т.Шарипов, 1978 г.). Фаши пропилитов; дорудная (цифры в кружках в колонке): 1, 4, 5 – альбит-эпидот-хлоритовая; 2, 3 – внутрирудная: кварц-хлоритовая; 6 – пострудная: кварц-пиритовая. Состав пород (1-10) – усл. обозн. см. Приложение 1.

ного поля (басс. р. Ничбаш) в зонах изменения участвуют также каолинит и алунит. Кроме того, на месторождении Кочбулак (пятая рудная зона) на зоны вторичных кварцитов наложены более поздние изменения, приуроченные к секущим север-северо-восточным нарушениям, с которыми ассоциируют своеобразные трубчатые тела и наиболее богатое оруденение, хлоритизация, альбитизация, карбонатизация, серицитизация и окварцевание.

2. При локализации оруденения метасоматиты играют роль ловушек, благоприятных для концентрации руд. Характеризуются ярко проявленной вертикальной и горизонтальной зональностью. Центральная зона колонки сложена кварц-серицитовой фацией, в отдалении от нее проявляется промежуточная и более удаленные фации с карбонатом, хлоритом и, реже, баритом.

3. Установлены два главных разновозрастных комплекса метасоматитов, находящихся в различных соотношениях с рудогенезом. С первым, древним комплексом, пространственно связана кварц-пирит-золоторудная формация. Поздний комплекс является собственно околорудным, с ним тесно связано кварц-полисульфидно-(с теллуридами)-золотое оруденение и он может являться надежным поисковым признаком при оценке перспектив Кочбулак-Ничбашского рудного поля.

*Минералого-геохимические факторы.* Региональные минералого-геохимические факторы для поисков эндогенного оруденения золота выявляются из минералого-геохимических особенностей отдельных блоков магматических и осадочных пород, формы нахождения в них золота, условий размещения в них золотой минерализации и последующего ее перераспределения. Площадь Чаткало-Кураминского региона на 80% сложена магматическими породами верхнепалеозойского возраста и до 20% осадочно-метаморфическими и магматическими породами среднего и нижнего палеозоя. Золотоносность последнего изучена слабо. Имеются незначительные данные в работах П.М. Анкудовича (1975), А.Х. Туресебекова (1976) для Алмалыкского района. Нами осадочно-метаморфические породы и каледонские граниты изучались в басс. рек Кызылалмасай, Беляуты и Сукок-Заркент и, частично, по р. Каракия (табл. 15). Установлено: 1) региональным фоном для осадочно-метаморфических и карбонатно-терригенных пород Кураминской подзоны можно считать содержание золота  $7,2 \times 10^{-7}\%$  и в терригенных породах –  $3,6 \times 10^{-7}\%$  и ниже;

2) в сланцах и карбонатных породах региона месторождения золота, за исключением небольшого аномального участка по рекам Сукоксай, Талбулак и Балгалы, не установлены. В среднем течении р. Беляуты отмечены рассеянные серии субпараллельных трещин и маломощных кварцевых жил с халькопиритом, пирротинном и магнетитом. На этом участке сланцы содер-

Таблица 15  
Среднее содержание золота и серебра  
в осадочно-метаморфических и карбонатных породах  
среднего палеозоя Кураминской подзоны

Место взятия	Порода	Кол-во проб	Au ( $\mu\text{г} \cdot 10^{-3}\%$ )	Ag ( $\mu\text{г} \cdot 10^{-3}\%$ )
Беляуты и Кызылалмасай	Песчаники, алевролиты с прослоями глинистых сланцев	12	$\frac{6,9-9,4}{8,1}$	$\frac{0,14-2,4}{1,8}$
Сукок и Заркент	Известняки, песчаники, конгломераты с прослоями кварцитоподобных известняков	6	$\frac{2,9-5,6}{3,6}$	
Басс. р. Каракия	Песчано-сланцевые породы	39	$\frac{5,6-7,9}{6,4}$	$\frac{0,14-0,26}{0,2}$
Басс. рек Каракия, Карабау	Измененные (катаклазированные) граниты, плагιοграниты	28	$\frac{4,1-11,3}{6,6}$	$\frac{0,12-0,2}{0,16}$

жат от 4,7 до  $11 \times 10^{-7}\%$  золота. По данным А.Х. Туресебекова (1978), подобные участки имеются также в басс. р. Каракия (участок Ханбарсай). Здесь кварц-халькопиритовые прожилки содержат золота на два порядка выше ( $25-40 \times 10^{-5}\%$ ), что послужило основанием для предположения о заимствовании золота из вмещающих пород. Эти факты сами по себе являются прямыми минералого-геохимическими критериями, свидетельствующими о зараженности пород нижнего и среднего палеозоя региона золотом.

*Связь золотого оруденения и магматизма.* Проблема связи оруденения и магматизма всегда находилась в центре внимания геологической общественности, и этой проблеме посвящена специальная литература. В 50-х годах она стала предметом всесоюзной дискуссии. При этом особое значение придавалось гранитоидному (плутоническому) магматизму. Однако с выявлением в последнее время разнообразных месторождений полезных ископаемых в областях активного развития вулканизма эта связь подразумевалась интуитивно. Исходя из этого, в геологии она передается в виде выражений – «месторождения данного типа преимущественно приурочены к...», «в большинстве случаев локализованы в...», «как правило, размещены в...» и т. д. Таким образом, эта связь устанавливается путем визуального анализа положения рудных объектов на различных картах и выражается в форме текстовой информации. Это еще раз подчеркивает, что условия образования месторождений зависят от большого количества факторов, часто не поддающихся полному учету.

И.Д.Рябчиков (1975) с помощью экспериментов и термодинамических расчетов обосновывает образование эндогенных рудных месторождений путем отделения флюидов от конкретного магматического расплава. Для этого автор оценивает ряд факторов, в первую очередь, общую массу и состав флюидов фазы, остающийся после завершения кристаллизации магматического очага: количество летучих (анионы  $\text{HSiO}_3^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ), щелочей (катионы  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^+$ ,  $\text{Mg}^+$ ), газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NO}_2$ ) и рудных ( $\text{Fe}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Au}$ ) компонентов, которые могут быть вынесены из расплава. Особый интерес представляет совместная с М.И.Новгородовой (1981) статья, где рассматривается роль восстановительного флюида при образовании самородных металлов  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Cr}$  и сопутствующих им в гидротермальных рудах  $\text{Pb}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Au}$ . Многочисленные аргументы в пользу летучих и щелочей в образовании широкого спектра металлов в магматическом процессе содержатся в трудах А.А.Маракушева, Л.Н.Овчиникова, А.Г.Мироновой и др. По данным А.В.Пизнюра и др. (1985), состав золотоносных растворов золоторудных месторождений Приморья характеризуется преобладанием в них хлора и натрия (54 и 60 экв. % соответственно). Среди других анионов отмечаются ионы кремнезема (до 40 экв. %) и калия (до 14 экв. %) среди катионов. Газовая составляющая представлена углекислотой (до 80%) и незначительно азотом (19-15 об. %). Все это, по мнению А.В.Пизнюра, указывает на относительно малоглубинную природу рудообразующих растворов. Таким образом, в настоящее время в рудогенезе глубинным флюидам придается огромное значение. Но, как отмечает Л.В.Таусон (1977, с. 119), «при рассмотрении этой проблемы необходимо иметь в виду сложность состава флюидной фазы магматических расплавов, состоящих из водяного пара, углекислоты, хлора, фтора, бора, щелочей и т. д.». В этом можно убедиться, сравнив состав газовой-жидких включений в кварце продуктивной стадии месторождения и газовой-жидких включений в породообразующем кварце магматических пород (см. табл. 12).

Нами эта проблема изучена на уровне изотопной геологии путем определения состава законсервированного газовой-жидкого включения в одноименных минералах

магматических пород и эндогенной рудной формации. Ионный состав газовой фазы магматических пород изучался на примере фенокристаллов кварца из пород различных фаций, а ионный состав рудных формаций – на примере рудного кварца из рудных тел разных месторождений (табл. 16). Определение состава флюидной фазы проводилось на масс-спектрометре МИ-12.

Таблица 16

Ионный состав газовой-жидких включений в кварце вулканогенных пород и рудном кварце золоторудных месторождений Чаткало-Кураминского региона, г. экв/л

Ионы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Катионы	K <sup>+</sup>	0,635	0,705	0,565	0,720	0,405	0,185	0,460	0,620	0,405	0,500	0,650	0,470
	Na <sup>+</sup>	0,550	0,390	0,600	0,405	0,600	0,610	0,500	0,410	0,500	0,390	0,240	0,300
	Ca <sup>+</sup>	0,305	0,205	0,225	0,160	0,160	0,280	0,160	0,080	0,700	0,510	0,150	0,200
	Mg <sup>+</sup>	0,205	0,160	0,090	0,030	0,350	0,205	0,070	0,010	0,650	0,490	0,250	0,190
	Сумма	1,695	1,460	1,480	1,315	1,515	1,280	1,190	1,120	2,255	1,890	1,290	1,160
Анионы	HSiO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-	0,008	-	0,015	0,015	0,060	0,015	0,200	-	-	0,002	-
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,240	0,300	0,260	0,300	0,350	0,165	0,300	0,350	0,120	0,200	0,090	0,150
	Cl <sup>-</sup>	0,485	0,500	0,450	0,450	0,300	0,200	0,450	0,380	0,535	0,580	0,430	0,600
	F <sup>-</sup>	0,060	0,110	0,200	0,070	0,060	0,050	0,280	0,060	0,025	0,150	0,260	0,090
	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0,950	0,750	0,450	0,750	0,905	0,120	0,350	0,540	0,095	0,065	0,090	0,250
	Сумма	1,735	16,680	1,360	1,585	1,630	0,595	1,395	1,530	0,775	0,995	0,872	1,090
Газы	CH <sub>4</sub>	0,05	-	0,085	0,070	0,07	-	-	0,030	-	0,035	0,135	0,200
	CO <sub>2</sub>	0,095	0,250	0,300	0,060	0,090	0,650	0,250	0,170	0,090	0,040	0,065	0,120
	NO <sub>2</sub>	-	-	0,04	-	0,010	0,210	-	-	-	-	0,015	-
	Сумма	0,145	-	0,389	0,130	0,170	0,860	-	0,200	-	-	0,215	0,320
Кэфф.	K <sub>шел.</sub>	0,706	0,806	0,701	0,905	0,560	0,206	0,650	0,705	0,80	0,76	0,75	0,80
	K <sub>гал.</sub>	0,10	-	-	-	0,340	0,540	0,300	-	0,07	-	0,03	0,04
	K <sub>гал.</sub>	0,60	0,70	0,55	0,45	0,200	-	0,30	0,37	0,45	0,4	0,05	0,25
PH	8,0	8,25	6,55	6,9	7,00	7,65	-	6,7	7,8	-	-	-	
Тс°дек.	360	340	240	420	280	460	360	410	460	380	480	400	

Примечание. Исходная порода и рудные тела, из которых извлечен кварц. Месторождение Кочбулак: I – Гушайский субвулканический андезидацитовый порфирит; II – пятая рудная зона, рудное тело 238; III – рудная зона, Четки; IV – Ничбашсай, Караташский субвулканический трахиандезит-трахидазит. Месторождение Кызылалмасай: V – Центральный участок; рудное тело; осадочная метаморфическая порода (гнейсы); VI – участок Междуречья; катаклазированные гранодиориты и адамеллиты; VII – Чумаук, автомагматические брекчии; VIII – Левобережье, экстрезивный андезитовый порфирит. Месторождение Каульды: IX – субвулканический гранодиорит-порфир; X – Центральный участок, покров, андезиты, андезидациты. Месторождение Кальмакыр: XI – монзонитоиды; XII – медно-молибденовая руда.

Из таблицы следует:

1. Ионный состав флюидов рудного и породобразующего кварца во многом идентичен. Об этом свидетельствует близкое значение коэффициентов их щелочности и галлоидности. Во всех пробах среди катионов преобладают щелочные металлы (при  $K_{шел.} = 0,7-0,9$ ), главным образом, катионов натрия и калия (от 55 до 70%) и летучих хлор-бикарбонат ионов (40-60%) при  $K_{гал.} = 0,5-0,7$ .

2. Сходство улавливается также при сопоставлении состава газовой-жидких включений фенокристаллов кварца пород субвулканической и покровной фаций, с одной стороны, и таковых рудного кварца, с другой. Этого нельзя сказать в отношении газовой-жидких включений рудного кварца из Кызылалмасайского месторождения и

таковых гранодиоритов Карабауского, Туячааульского массивов, которым отводится предпочтение в образовании золоторудной формации рудного поля. Все это является прямым признаком того, что вулканизм и золоторудная формация в Чаткало-Кураминском регионе имеют тесную генетическую связь.

3. Обособление рудоносной флюидной фазы от магматического расплава происходило в близповерхностных условиях с натриево-калиевой щелочностью (в магматическом кварце) до окисленных натрий-углекислотных флюидов (в кварце рудной стадии).

4. Улавливаются различия при сравнении солевого и газового состава включений кварца пород различных фаций: газово-жидкие включения кварца пород гипо- и мезоабиссальной фации характеризуются повышенной ролью кальция и магния среди солевого и серы с углекислотой газового состава и тем самым соответствуют щелочно-земельно-сернистому геохимическому ряду рудоносных гидротерм. В то же время газово-жидкие включения кварца пород субвулканической и покровной фации и рудной стадии характеризуются преобладанием калия и натрия среди катионов и хлора среди анионов. Это свидетельствует о том, что флюиды субвулканической и покровной фаций и рудной стадии в отличие от таковых гипо-и мезоабиссальной соответствуют щелочно-галогенидному типу рудоносных гидротерм. Все это, с одной стороны, указывает на магматическую природу постмагматических рудообразующих гидротерм, а с другой означает, что в Чаткало-Кураминском регионе выделение золотоносной флюидной фазы из магматического расплава в субдукционном рудно-магматическом процессе происходило в близповерхностных условиях – от флюидов восстановительных газов с натриево-калиевой щелочностью (в магматическом кварце) до окисленных натрий-углекислотных флюидов (в кварце рудной стадии).

Таким образом, совокупность полученных термобарогеохимических данных позволила выявить, что рудоносность субдукционного и надсубдукционного магматизма Чаткало-Кураминского региона определяется повышенным по сравнению с кларком содержанием в них рудных элементов, характером флюидной фазы и условиями становления массивов.

### **Рудно-магматические системы серебро-золоторудного оруденения в геодинамической истории развития Туркестанского палеоокеана\***

Чаткало-Кураминский регион отличается чрезвычайно сложной металлогенией. Он является одним из крупнейших золоторудных провинций Мира. С древних времен здесь известны промышленные месторождения серебра, меди (с золотом). С полным основанием этот регион относят также к скарново-редкометальной, скарново-полиметаллической, скарново-железородной провинции. Известны промышленные месторождения висмута, вольфрама, редких металлов и урана. Поэтому для полного понимания проблемы становления серебро-золоторудного оруденения невозможно рассматривать его в отрыве от всей совокупности рудных формаций Узбекистана, проявившихся в определенных геодинамических условиях развития Туркестанского палеоокеана.

---

\*Под рудно-магматической системой понимается природная ассоциация магматических и рудных формаций, находящихся во временной, пространственной и генетической связи между собой и геодинамическими условиями развития региона.



Анализ материалов предыдущих глав по магматизму и рудным формациям И.М. Голованова, Т.М. Мацокиной, Ю.В. Михайловой, М. Мансурова, С.К. Смирновой, Р.И. Конеева и многих других позволил нам систематизировать известные сведения по серебро-золоторудным и магматическим формациям и геодинамическим условиям развития Чаткало-Кураминского региона и объединить их в несколько рудно-магматических систем (см. Приложение 4). Такой подход, но без учета геодинамики по отношению ультрабазитов и их рудоносности, использован Р.Ахунджановым и др. (2009) и получен неплохой результат. Поэтому избранный нами подход для решения столь сложной проблемы в рамках триады «геодинамика–магматизм–оруденение» как единого процесса представляется убедительным, но, возможно, и не лишенным недостатков. Как видно из систематики эволюция палеозойского магматизма и серебро-золоторудного оруденения вписываются в эволюционный цикл Уилсона (450-500 млн. лет) и завершаются в этап тектономагматической активизации вновь образованной континентальной литосферы. Рассмотрим некоторые особенности выделенных рудномагматических систем в связи с геодинамическим развитием Туркестанского палеоокеана.

### **Рудно-магматические системы этапа спрединга Туркестанского палеоокеана (Є-О)**

Эта система фактически соответствует этапу спрединга, ознаменовалась развитием в районе Султанувайса, Тамдытау и Южной Ферганы габбро-плагиогранитов и трахибазальтов в магматической части и золото-платиноидно-хромитовой, золото-железорудной формаций в эндогенно-рудной. Представляет результат кристаллизационной дифференциации магматического расплава, соответствующего составу пикритов. Их источником была верхняя мантия (см. рис. 20). Длительный период формирования мощных океанических толщ сопровождался поствулканическими эманациями базальтоидного магматизма, работой курильщиков, а также рециклинговыми процессами, происходившими в условиях интенсивного теплового потока в зонах раздвига, приводившими к выщелачиванию рудообразующих элементов из океанических базальтов. В результате происходит геохимическое, металлогеническое обогащение формирующихся углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенно-кремнистых пород элементами (U, V, Au, Mo, Ag и др.) с последующим образованием стратифицированных обогащенных минерализованных зон. Об этом свидетельствуют многочисленные рудопроявления золота, вольфрама в горах Северного Нуратау, Букантау, Ауминзатау. В этих же породах сосредоточен основной потенциал стратифицированных проявлений урановых, уран-ванадиевых руд с аномальными концентрациями молибдена, иттрия, золота (Сим, 2011). Все это позволило нам сделать вывод, что в данный период с образованием магматитов в габбро-плагиогранитовой, трахибазальтовой формаций формировалась океаническая кора с огромными запасами рудогенных элементов, в т. ч. золота, платиноидов. Кора и магматизм играли роль донора при формировании в дальнейшем промышленных месторождений в Южном Тянь-Шане.

Наиболее ранние проявления золотого оруденения известны также в Чаткало-Кураминском, Чаткало-Нарынском регионах Среднего Тянь-Шаня. Здесь в континентально-рифтогенном режиме с базальтами субщелочной серии джетымской вулканогенной серии (R<sub>3</sub>-V) и Кумторской железо-золоторудной формацией образуется

базальт-железо-золоторудная система. Это привело к образованию Джетымского гематит-магнетитового бассейна и колчеданных золотоносных стратифицированных руд, что явилось началом образования Кумторского месторождения. В западном продолжении этой системы на территории Восточного Узбекистана молассоидные образования, подобные рудовмещающим Кумтора, известны в составе шорсуйской свиты (V), которая подстилается мурсашской вулканогенной (трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и их туфы). Здесь в песчано-сланцевых породах отмечаются золото, медь и серебро (Мустафин, 1989). Специального их изучения на золото не проводилось, но, по мнению Т.М.Мацокиной, Ю.В.Михайловой, М.Мансурова и др., наличие аналогичных проявлений в Северном Нуратау позволило предположить, что блоки с развитием этой свиты могут представлять часть Киргизского микроконтинента. С этой позиции в пределах Срединного Тянь-Шаня в составе маджерумской свиты можно ожидать стратифицированные золоторудные объекты кумторского типа. В настоящее время реальная металлогения габбро-плагиогранитов и базальтов офиолитовых пластин, входящих в состав рудно-магматической системы этого времени в регионе довольно ограничена. Это связано, прежде всего, с их малым распространением, масштабами проявлений самого магматизма, а также степенью изученности рудных формаций. Но по аналогии с другими регионами (Урал) можно ожидать титано-магнетитовое с платиноидами, медно-никелевое с золотом и железо-золоторудное оруденение. Основанием для этого является, с одной стороны, то, что геодинамическое развитие Туркестанского и Уральского палеоокеанов проходят однотипные стадии, а с другой, – в собственно магматитах этой системы повсеместно отмечается повышенный фон меди, железа, золота; в составе их аксессуарных минералов постоянно встречаются самородные металлы медь, золото, хром и др. Состав флюидной фазы в породообразующих минералах имеет сульфидно-халькофильный характер. Всем этим и определяется металлогеническая специализация системы. Вполне возможно, что известное в горах Султанувайс Зенгибобинское медное, Шейхджейлинская площадь золоторудных проявлений и золото-железородные горизонты шорсуйской свиты, связаны с рассматриваемой рудно-магматической системой.

Таким образом, приведенный в предыдущих главах минералого-геохимический, изотопно-флюидный материал наряду с характером магматизма, эндогенно-рудной формации и геодинамического положения позволяет отнести рассматриваемую рудно-магматическую систему к ряду потенциально титаномагнетит-хромитовому с платиноидами и железо-золоторудному типам океанической стадии.

*Рудно-магматические системы этапа формирования островных дуг (O-S).* В эволюции и металлогении Туркестанского палеоокеана этап развития энсиматических островных дуг и связанные с ним рудно-магматические системы имеют важнейшее значение. Это, прежде всего, золотоносная ассоциация Южного Тянь-Шаня, представленная в эндогенно-рудной части системы золото-кварцевой и золото-колчеданной формациями (Кызылкумо-Нуратинский район); в магматической – это соскладчатые плутоны гипабиссальной фации со сложным внутренним строением, дайками и апофизами различного состава, а также вулканы известково-щелочной серии, задействовавшие богатые рудогенными элементами слои океанической коры предыдущего этапа. Именно в это время и закладывается энсиматическая островная дуга (Урунбаев, 2002). С рудогенерирующей ролью этой системы связано образование гидротермально-осадочных месторождений колчеданно-арсенипирит-золоторудной (Амантайтау, Балпантау, Кокплатас и др.) и колчеданно-медно-цинково-золоторудной

(Карамурун) формаций. Руды этой стадии совместно с магматическими породами подверглись рассланцеванию. В этот же период с развитием энзиматических островных дуг наращивается мощность углеродистых вулканогенно-терригенных толщ (пестрый бесапан), которые обогащаются рудным материалом за счет поствулканическо-подводной деятельности, в результате чего создались огромные потенциальные запасы золота, вольфрама, платиноидов, урана и других металлов. Последующие процессы регионального метаморфизма привели к образованию многоярусных стратифицированных минеральных зон с относительно невысокими содержаниями золота, вольфрама, урана (месторождение Мютенбай и пластовые рудные тела Мурунтау). В пределах Чаткало-Кураминского региона в условиях формирования энсиалических островных дуг формируется аккреционный комплекс пород. По данным Р.Н.Абдуллаева (2005), он представлен песчано-сланцевыми толщами, четко специализированными на золото в ассоциации с молибденом, медью, вольфрамом, висмутом и, особенно, мышьяком, что позволило И.Х.Хамрабаеву соотнести их с рудовмещающими породами Центральных Кызылкумов. В этих породах известны жильные проявления мышьяка, вольфрама, меди, золота (в ассоциации с арсенопиритом), которые связываются (Мустафин, 1985) с гранитоидами силурийского и более позднего карбонического возраста. В целом эти породы в Чаткало-Кураминском регионе совместно с расланцованными гранитоидами тоналит-гранодиорит-гранитовой (Зексай, Каракия, Карабау, Кызылсай и др.), монцодиорит-порфириновый (Калканата, Карачатыр), а также базальт-дацит-риолитовой (Катранга) формациями могут рассматриваться в качестве потенциальнорудоносных на золото и другие металлы. Пример – основное оруденение Кызылалмасайского месторождения (Центральный участок), которое находится в расланцованных каледонских гранитах с блок-ксенолитами сланцев.

Период  $D_{1-2}$  в Чаткало-Кураминском регионе ознаменовался формированием в обстановке континентальной окраины медно-золоторудной в эндогенно-рудной части и вулканогенно-интрузивной с развитием гомодромно развивающейся базальт-дацит-риолит-монцодиоритовой формациями в магматической части рудно-магматических систем. Породы отличаются повышенными содержаниями меди и рассматриваются многими исследователями в качестве донорных на медь (И.М.Голованов). В них находится золото-медно-порфириновые месторождения Сарычеку, Кызата, золоторудная минерализация Акча-Талбулак. В Касанском районе с ними связываются кварц-золоторудные, кварц-сульфидно-золоторудные проявления (Малаташ, Зексай, Кызылташ, Сабаттауская группа). В Центральном Казахстане в подобных условиях (вулканы  $D_{1-2}$ ) находятся золото-медно-порфириновые месторождения Нурказган, крупное золото-сульфидно-кварцевое Акбакай и др. Период ( $D_2-C_1$ ) характеризуется квазиплатформенными условиями, затуханием магматической деятельности, отложением мощных карбонатных толщ в режиме пассивных окраин и формированием на Каракумо-Таджикском микроконтиненте стратиформных месторождений свинца и цинка. В этот же период в карбонатных породах развиваются зоны окварцевания (вплоть до джаспероидов) с золото-ртутно-сурьмяной минерализацией, имеющей сходство с оруденением типа Карлин (Мундузова, 2004). В этой системе в отличие от других отсутствуют крупные магматические отложения.

В образовании руд этого периода решающая роль наряду с осадочными породами принадлежит также вулканикам грахибазальт-трахидацитово-гранитовой формации ( $D_2$ ). Исходя из этого, данный тип золоторудной ассоциации объединяется нами в химико-вулканогенно-кварц-карбонат-золоторудную систему. Предполагается, что она обуслов-

ливаются развитием серии глубинных (мантийных) разломов. Об этом свидетельствует тесная ассоциация с ними пород трахибазальт-трахитовой формации, в которой в Кассанском районе развито золото-сурьмяное с ртутью оруденение (Карасай, Джалама, Артык-булак и др.). Минерализация золота в карбонатных породах известна и в Алмалыкском районе на правом берегу р. Ангрен (Талбулак, Балгалы) и в Кассане, эпизодично отмечается в горах Чакылкалян, Тамдытау и в Актауской карбонатной гряде Северного Нуратау и др. Таким образом, данная рудно-магматическая система, несмотря на отсутствие магматических массивов, является потенциально благоприятной для образования золотого (в ассоциации с сурьмой, ртутью) оруденения в карбонатных толщах.

Описываемый период в регионе характеризуется также развитием рифтогенного режима ( $D_3-C_1$ ). В результате этого вдоль долгоживущей Букантау-Южно-Ферганской зоны разломов наблюдается повторное проявление золото-платиноидной минерализации в ассоциации с габбро-пироксенитами, габбро-диабазами, источником магмы которых является мантийный расплав пикритового состава, зародившийся в астеносферном слое (см. рис. 20). Золото здесь встречается в составе титаномagnetитовой и графит-медно-никелевой формаций. Примером является графит-медно-никелевая золото-платиносодержащая формация Бельтау, титаномagnetитовая в районе Сартали и др.

*Рудно-магматические системы этапа субдукции ( $C_2-C_3$ ).* Этот этап является важнейшим в становлении месторождений золоторудной формации в эволюции Туркестанского палеоокеана, обусловленный погружением океанической плиты под континент, вызвавшим всплеск мантийных флюидов, имеющий свои специфические черты в Южном и Среднем Тянь-Шане. Анализ и систематика материалов по магматизму и золоторудной формации этой стадии позволяет выделить следующие рудно-магматические системы для Западного Узбекистана: вольфрам-мышьяк-золоторудная, скарново-золоторудная в эндогенно-рудной части и адамеллит-гранитовая, габбро-гранитовая – в магматической; для Чаткало-Кураминского региона: золото-мышьяк-железо-полиметаллическая, кварц-золоторудная в рудной и адамеллит-гранодиоритовая, габбро-монцодиорит-гранодиоритовая и их вулканические аналоги – в магматической части. В Западном Узбекистане наиболее ранний субдукционный период ( $C_2$ ) характеризуется проявлением гранитоидов тоналит-трондьемитовой (бокалинский комплекс) и габбро-плагиогранитовой (букантауский комплекс) формаций производных магматических очагов базальтоидного уровня обдуцированной океанической коры. Породы отличаются геохимической специализацией на золото, содержат аксессуарное самородное золото. В подобных породах можно ожидать развитие штокверковой минерализации с низкими содержаниями золота типа Форт-Нокс (Аляска).

Более поздняя ( $C_3-P$ ) большая группа коллизионных гранитоидов Западного Узбекистана (Кетменчинский, Четаковский, Захкудукский и другие массивы), образовавшаяся из очагов разных уровней, явилась рудогенерирующей для становления вольфрамовых и золоторудных месторождений с образованием генетически единого вольфрам-мышьяк-золоторудного. Иногда с гранитоидами – производными континентальной коры (Зирабулак-Каратюбинский район) – формировалась также золото-вольфрам-оловорудная формация. С учетом материалов предыдущей стадии можно считать, что Западному Узбекистану характерна единая магморудная система развития золотого и вольфрамового оруденения. На ранних этапах (спрединг-

динговом, островодужном) за счет постмагматических эманаций, эндогенных и частично экзогенных процессов накапливались W, Au, U и другие сопутствующие элементы. В субдукционный этап с рудогенерирующей ролью гранитоидов в нижней части их системы (вблизи гранитоидов) образовались вольфрам-золоторудные и в надинтрузивной позиции – собственно золоторудные месторождения.

В Чаткало-Кураминском регионе с окончанием «карбонатной паузы» (квази-платформенный этап) наступает период бурных магматических событий, обусловленных субдукцией океанической плиты под Курамино-Ферганский срединный массив, что вызвало всплеск мантийных флюидов, выразившихся в становлении нескольких вулканоплутонических комплексов, сформировавших вулканоплутонический пояс на южной окраине Казахстано-Киргизкого континента ( $C_1$ -P). Этот период отличается богатой полиэлементной металлогенией, что отразилось в серии золоторудных формаций в составе нескольких рудно-магматических систем. В наиболее раннюю эпоху ( $C_{1,2}$ ) проявилась габбро-монцонит-сиенитовая. Ее главной магматической особенностью является широкое развитие большого спектра порфировых даек и малых интрузий, сопровождающих интрузивные массивы. Состав интрузий варьирует в широких пределах – от монцонит- и сиенит-порфировых до гранодиорит- и гранит-порфировых, что указывает на высокую степень дифференцированности и активности магматического процесса. Магматизм этого периода – рудогенерирующий и рудонесущий для целого ряда месторождений, объединенных в единое вольфрам-молибден-золото-меднорудное (с платиноидами, осмием и рением) семейство. Прототипом этой эпохи является золото-медно-порфировое оруденение Алмалыкской группы месторождений, тесно во времени и пространстве ассоциирующей с наиболее ранними основными порфировыми интрузиями. Об этом свидетельствует также схожий анионный, катионный и газовый состав флюидов, породообразующих и рудогенерирующих кварц (см. табл. 16).

В период ( $C_{2,3}$ ) в условиях дальнейшего погружения океанической плиты под срединный массив, проявления вулканоплутонических комплексов коллизионного этапа в Чаткало-Кураминском регионе сформированы два семейства: золото-мышьяк-железо-полиметаллическое и кварц-золоторудные формации. Первая из них связана со становлением габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовых комплексов пород, которые подвергались значительной денудации, на что указывает преимущественное развитие месторождений золота, железа, свинца, цинка скарного типа и глубинных золоторудных месторождений (Сулутегерек, Куру-Тегерек и др.). Последние проявились на контакте диоритов, гранодиоритов с трахибазальтами, продуктивными на золото и железо.

К этому же периоду становления гранитоидов относится формирование кварц-арсенопиритовой (с золотом) формации (Такели) в гранитоидах и малосульфидных кварц-пиритовых (с золотом) руд, более глубокие горизонты (2-2,5 км) месторождения Кызылалмасай (Центральный блок). Таким образом, эпоха раннего проявления коллизионного гранитоидного магматизма ( $C_2$ ) ознаменовалась мощной термальной проработкой пород на всей территории Чаткало-Кураминского региона, что привело к образованию многочисленных рудно-магматических систем с различной рудной нагрузкой в зависимости от глубины их становления, участия глубинных флюидов и состава прорываемых минерализованных пород и, как следствие, формированию золото-мышьяк-железо-полиметаллической и габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовой рудно-магматической системы.

Становление основных золоторудных месторождений Чаткало-Кураминского региона (семейство кварц-золоторудной формации) обуславливается интенсивным развитием акча-надакского трахиандезидацитового вулканизма и субвулканической фации гранодиорит-порфиров (Гушсай-Куюндинской), продукты которых локализируются на денудированной поверхности гранитоидных массивов предшествующей эпохи. В развитии единой рудно-вулканической системы оруденение было многоактным на всем протяжении вулканизма, который осуществлялся по принципу адвекции с развитием магматических очагов, различающихся объемами и степенью дифференциации магмы. Это привело к формированию многочисленных вулканических кольцевых структур, являвшихся «сквозными каналами» тепло-массопереноса, зонами разгрузки глубинных флюидных потоков. Наиболее ранняя золотая минерализация этого периода ( $C_2$ - $C_3$ ) связана с вторичными кварцитами – результатом газогидротермально-сульфатарной деятельности, завершающей вулканизм. По данным Р.Ахунджанова и др. (2001), в этих породах отмечаются золото-ртутные аномалии, неравномерное распределение золота и сопутствующих элементов (серебро, селен, теллур, мышьяк и др.), содержания которых особенно повышаются при их гидротермальной аргиллизации и совмещении с корами выветривания. Формируются зоны окисления, которые могут накладываться как на магматические и осадочные породы, так и рудно-метасоматические образования. Примерами являются проявления Гушсай, Аксагата, согласные залежи Узун, Кальта, Кочбулакского месторождения, с развитием пирита и невысокими содержаниями золота. За рубежом к этому типу относится известное в Центральной Америке алунист-кварцевое месторождение.

С проявлением субвулканических гипабиссальных тел (Гушсай) и гранитоидов Куюндинского типа развивается оруденение кварц-карбонат-адуляр-золоторудной формации (Чадак, Каульды, Школьное), которое в ассоциации с магматитами составляет рудно-магматическую систему – гранодиорит-порфир-алунитовую. Рудные зоны этой системы представлены линзообразными жилами сложного состава нередко в контактах пород экструзивной и субвулканической фаций. С завершающими этапами трахиандезит-трахидацитового вулканизма этого периода, нередко с жерловыми фациями эксплозивных брекчий, формируются богатые секущие рудные тела кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудной формации, которые совместно с вулканитами трахиандезито-трахидацитовой формации образуют единую рудно-магматическую систему (Кочбулак, Бургунда, Самарчук и др.). Формирование столь сложного золоторудного семейства обусловлено развитием в субдукционный этап мощного андезитоидного вулканизма. Многообразие магматических очагов, гибридность магмы, восходящий поток глубинных флюидов определили многообразие и различие золоторудного оруденения этого периода.

*Рудно-магматические системы этапа развития постколлизиионной стадии или этапа тектономагматической активизации континентальной литосферы (Р-Т?).* Постколлизиионный этап в регионе выразился в развитии (активизации) региональных тектонических зон повышенной проницаемости антитяньшаньского (северо-восточного) простирания. Они характеризуются усложнением морфологии геофизических границ, что свидетельствует об их связи с глубинными процессами, влиянием мантийных флюидов (плюм) и развитием мантийных комплексов щелочно-базальтоидного магматизма в условиях рассеянного рифтогенеза. Особое значение этим структурам придается размещению проявлений серебра, висмута, ртути, сурьмы, флюорита и урана. В Западном Узбекистане (Центральные Кызылкумы) на этом

этапе сформировалась жильная кварц-(золото)-серебряная формация (Косманачи, Высоковольное, Окжетпес). Она отличается проявлением полисульфидной, серебро-сульфидной, серебро-антимонит-киноварной ассоциаций с широким комплексом сульфидов, сульфосолей, теллуридов серебра. По данным Х.Рахматуллаева (1982) и др., присутствие золота этого этапа связано с его регенерацией из более ранних золоторудных ассоциаций в результате магматизма порфир-порфиритовой формации. По данным М.Мансурова, особенностью руд является их платиноносность (до 5-6 г/т платины и палладия в сумме), что указывает на платиноидно-урано-серебряную природу этих образований в ассоциации с основным магмагазмом. В целом жильный сереборудный комплекс и дайки порфир-порфиритовой ассоциации, объединенные в одну рудно-магматическую систему, характеризуются четким контролем северо-восточных нарушений.

В Чаткало-Кураминском регионе завершение верхнепалеозойского вулканоплутонического магматизма также сопровождается рассеянным рифтогенезом с проявлением трахибазальтовой и диабаз-гранофировой формации (P-T<sub>1</sub>?). Этап отличается сереборудной и урановой металлогенией, развитием редкощелочной и габбро-диабазовой формаций, что привело к формированию сложного редкощелочного магматизма и ассоциирующего с ними фтор-литий-висмут-сереборудного и ванадий-уранового семейства, объединенного нами в соответствующие рудно-магматические системы. Редкощелочной магматизм – лотиты, шошониты, абсоракиты характеризуются повышенным содержанием не только лития, но и фтора, урана и висмута (Рахманов, 1986). Все крупные сереборудные месторождения региона (Лашкерек, Замбарак, Канимансур), относимые к жильным разным по составу рудным формациям: Кв-Ag-Плм, Ag-As, Кв-Ag (Au), Sn-Ag-Плм, размещаются в пределах северо-восточной Карамазарской зоны повышенной проницаемости, которая рассматривается в качестве Среднеазиатского сереброносного пояса (Антонов, 1986). Они связаны с субщелочным и основным (диабаз-гранофировым) магматизмом и, соответственно, относятся к гидротермально-магматическому типу. Таким образом, серебряное оруденение по времени завершает пермо-триасовый магматизм в регионе, на что указывает наложение руд на породы равашской свиты, контроль их дайковыми телами диабаз-гранофировой формации (T<sub>1</sub>?).

В заключение отметим, что разработанная систематика месторождений благородных металлов с выделением рудно-магматических систем, учитывающая геодинамическое развитие Туркестанского палеоокеана, показала четко выраженную генетическую и рудно-формационную специализацию верхнепалеозойского магматизма, преемственность, определенную масштабность оруденения и связь золота, серебра с разными магматическими и рудными формациями в различных геодинамических обстановках, что имеет важное значение при металлогенических исследованиях Узбекистана.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение условий размещения, состава и особенностей строения палеозойского магматизма в регионе и анализ их вертикальных рядов с позиции тектоники литосферных плит позволяют вслед за предыдущими исследователями выделить следующие рубежи магматической активности: R-V, Em-O- $S_2$ , D,  $C_1$ ,  $C_{2,3}$  и P (Приложение 1, 3).

1. Характер распространения рифей–вендского магматизма свидетельствует, что в это время широко проявлены различные субщелочные вулканические формации (трахибазальтовая, трахибазальт-риолитовая) с незначительным проявлением плутонического магматизма в Кассан-Каратерекском районе (сууктепинский комплекс). Завершающей стадией магматизма этого времени были внедрения рифейских плагиогранитов бешторского комплекса. Не менее важным для магматизма является то, что в результате этих процессов в пределах Тянь-Шаня образуется первичная континентальная кора, которая затем неоднократно подвергалась взламыванию, разрушению и т. д. Главные геодинамические события этого времени – активный рифтогенез на перикратонном террейне и деструкция древней (ранне-средне-протерозойской) континентальной коры, что стало первой начальной фазой становления в Северном Тянь-Шане так называемого Киргизско-Терскойского палеоокеана (Шпотова, 1993). Каледонские или кембрий–ордовик–силурийские вспышки магматизма в регионе представлены соответственно двумя петрогенетическими типами. Первый – кембрий–ордовикские серепентиниты торгайского комплекса; второй – соответствует семи гранитоидным комплексам: терекский, зексай-алабукинский и китаульдинский в Кассан-Каратерекском районе и бургундинский, башкызылсайский, каракиинский и кызатинский, представленные диоритами, гранодиоритами, реже, лейкогранитами.

Геодинамические условия формирования гранитоидов этих комплексов изучены недостаточно. Они фиксируются на фоне эволюции Туркестанского и Киргизского палеоокеанов как продукт коллизии Казахстано-Киргизского палеоконтинента с Таримским (Далимов, Троицкий, 2005). Этому процессу предшествует активный магматизм, происходящий на севере в стабильных областях Муюнкумо-Наратского микроконтинента, объединяющий М.Д.Гесем (1988) в ордовик–силурийскую андезитогранодиоритовую вулканоплутоническую ассоциацию. Ареалы этого магматизма в силуре расширяются за счет вовлечения территории Чаткальского, Нарынского и, отчасти, Кураминского районов. Именно в это время путем рифтогенеза закладывается Туркестанский палеоокеан, образуются аккреционные комплексы (Абдуллаев, 1989). Все это и специфика составов пород, характер парагенеза породообразующих минералов, ассоциации акцессориев, петрохимические, геохимические особенности, тренды эволюции и их изотопно-геохимические параметры позволяют нам отнести магматизм этого времени к типу внутрикоровых коллизионных гранитов.

Девонский магматизм и связанные с ним эндогенно-рудные формации происходят, когда регион приобрел статус северной активной окраины Туркестанского палеоокеана. В это время здесь закладывается Бельгау-Кураминский вулканоплутонический пояс, дальнейшее развитие его происходит по канонам вулканических поясов. Главным фактором собственно гранитообразования в пределах пояса является наличие древнего консолидированного фундамента и предыдущих интрузий. Девонский магматизм относится к разряду малоисследованных, но имеет следующие особенности:



а) в это время регион представлял область пассивной окраины Казахско-Киргизского микроконтинента; б) в геодинамическом аспекте продолжается расширение Туркестанского палеоокеана за счет раздвижения Северо-Киргизского и Алай-Таджикского микроконтинентов; в) магматизм происходил, главным образом, в вулканической форме, гранитообразования практически не было; г) фрагменты вулканизма сохранились в горах Моголтау, Калканата и правобережье р. Ангрэн. Это последовательно дифференцированный гомодромный ряд пород составляет одну из фундаментальных черт окраинно-континентального магматизма. В структурном плане породы занимают приразломное вулкано-интрузивное положение. Есть все основания считать, что это ареал – продолжение гигантского Казахстанского пояса девонского вулканизма (Богданов), но и не исключено влияние погружения океанической коры Туркестанского палеоокеана под Киргизский микроконтинент.

Карбоновый магматизм – второй после ордовика–силура отрезок времени – период мощного проявления надсубдукционного и, возможно, начала коллизионного магматизма, охватил время от  $S_2$  до ранних стадий ранней перми, связан с образованием главных вулкано-тектонических структур региона. Магматизму этого времени, в т. ч. гранитообразованию, свойственны следующие черты: а) проявление полного цикла гранитообразования от габбро-диоритов до калиевых гранитов включительно. Он характеризуется всем многообразием проявления гранитоидов различной фациальности, состава и типов; б) вертикальные ряды комплексов указывают на широкое разнообразие имевшихся в это время геодинамических обстановок: островодужных, субдукционных, коллизионных и постколлизионных, активных окраин и рассеянного рифтогенеза; в) магматические ряды формаций характеризуются различной протяженностью и сложностью, что соответствует фундаментальным особенностям окраинно-континентального магматизма; г) с конца раннего карбона началась субдукция, обусловленная погружением субдукцированной океанической плиты Туркестанского палеоокеана под Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент, вызвавшим всплеск мантийных флюидов, проявление андезитового (смешанного) магматизма, субщелочных интрузий под предполагаемой зоной Беньюфа. Все эти процессы в конце карбона приводят к закрытию (захлопыванию) Туркестанского палеоокеана; д) в петрогенетическом плане гранитоиды этого времени соответствуют андезит-гранодиоритовой ассоциации, очаги которой расположены, видимо в интервале глубин не менее 30–35 км, вблизи границы Конрада. Близость состава их продуктов, характер распределения петрогенных и редких элементов, ассоциации акцессорных минералов, отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=0,705-0,708$  могут косвенно свидетельствовать об единстве их источника.

Пермский магматизм характеризует собственно коллизионную стадию района широким развитием разнообразных плутонических и вулканоплутонических формаций. Магматизму этого времени так же, как и предыдущим, присуще следующее: а) он сложен серией формаций, образующих гомодромный ряд коровых и коромантийных вулканоплутонических ассоциаций: трахиандезиты, риолиты и трахириолиты в вулканической части и монцодиориты, граносиениты и лейкократовые граниты повышенной калиевой щелочности в плутоническом варианте. Пространственно все они приурочены к кольцевым вулканотектоническим структурам, реже, рифтам; б) главные геодинамические события этого времени – мощный коллизионный магматизм, обусловленный процессами столкновения и ссучивания континентов, рассеянный рифтогенез.

2. Образование месторождений золота и серебра имеет длительную историю (сотни миллионов лет), совместно с магматизмом вписывается в эволюционный цикл Уилсона, образует в сутурной зоне и активной окраине Туркестанского палеоокеана основной потенциал золота, серебра и платиноидов, триаду «геодинамика–магматизм–оруденение» и ряд «рудно-магматических систем». Этап спрединга Туркестанского палеоокеана ознаменовался проявлением золото-платиноидно-хромитовой рудной формации, связанной с мафит-ультрамафитовым магматизмом и явившейся результатом дифференциации и кристаллизации расплава, соответствующего составу пикрита. Важное значение в металлогении золота и серебра принадлежит этапу развития энсиматических островных дуг (O-S) с определяющей ролью базальт-андезит-риолитового вулканизма, диорит-гранодиорит-гранитового плутонизма в рудообразовании. В это время формируются вулканогенно-осадочные, колчеданно-золоторудные, колчеданно-полиметаллические с золотом месторождения, многоярусные стратифицированные минерализованные зоны, превращенные под воздействием регионального метаморфизма в субсогласные пластообразные рудные тела с кварц-полевошпат-редкометалльно-золотыми рудами. На этапе пассивных окраин ( $D_2-C_1$ ) в связи с проявлением глубинных разломов в зонах окварцевания (джаспероиды) развивается золото-сурьмяно-ртутное оруденение, относимое к оруденению типа Карлин.

Важнейшим в образовании промышленных месторождений золоторудных формаций явились островодужный, субдукционный и коллизионный этапы ( $C_1-P$ ). Магматизм этого периода выразился в становлении нескольких вулканоплутонических комплексов на южной окраине Казахстано-Киргизского континента с богатой разноэлементной металлогенией, что отразилось в серии золоторудных формаций в составе рудно-магматических систем. На островодужном этапе ( $C_{1,2}$ ) проявилась габбро-монцонит-сиенито-золото-медно-порфировая система (Алмалык).

Субдукционный этап ( $C_{2,3}$ ) ознаменовался развитием двух рудно-магматических систем. Монцодиорит-гранодиорит-золото-мышьяк-железо-полиметаллическая и убого сульфидное семейство собственно золоторудных (золото-ртутная, кварц-карбонат-адуляр-золоторудная), обусловленные интенсивным проявлением вулканизов трахиандезит-трахидацитовой формации. На завершающих этапах вулканизма с жерловыми фациями эксплозивных брекчий трахиандезит-трахидацитовой формации формируются богатые руды кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудной формации. Коллизионный и постколлизионный этапы (P) характеризуются образованием в связи с корово-мантийными комплексами щелочно-базальтоидного магматизма собственно серебряной рудно-магматической системы.

## ЛИТЕРАТУРА

*Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н. и др.* Рифтогенезис в истории развития складчатых областей. - Т.: Фан, 1989.

*Абдуллаев Х.М.* Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. - М.: Госгеолиздат, 1954. - 285 с.

*Абдуллаев Х.М.* О петрометаллогенетических рядах магматических пород и эндогенных месторождений // Советская геология. - 1960. - № 5. - С. 3-13.

*Абдуллаев Х.М.* Рудно-петрографические провинции. - М.: Недра, 1964. - 136 с.

*Антонов А.Е.* Основные формационные типы месторождений серебра, критерии их поисков и прогнозирования: Автореф. дисс... докт. г.-м. наук. - 1986. - 28 с.

*Апельцин Ф.Р., Токсубаева Г.П.* Минералого-геохимические отличия гранитоидов в полях вольфрамового оруденения различных формационных типов. - Новосибирск: Наука, 1976.

*Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. - Т.: Фан, 1983. - 280 с.

*Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М.* Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1979.

*Ахмедов Н.А., Ежков Ю.Б., Турамуратов И.Б., Панасюченко В.К.* Рудно-формационные типы литофильно-редкометалльных месторождений Западного Тянь-Шаня / Генетические типы месторождений. - М., 2005. - Кн. II. - Вып. 7. - С. 92-105.

*Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Сайдиганиев С.* Потенциальная рудоносность ультрабазит-базитовых и ассоциирующих с ними гранитоидных формаций Среднего и Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. - 1999. - № 5. - С. 26-36.

*Ахунджанов Р., Сайдиганиев С.С., Хамрабаева Л.И.* Рубидий стронциевый возраст, источник расплава и рудоносность среднепалеозойских магматических образований Алмалык-Ангренского горнорудного района // Геология и минеральные ресурсы. - 2002. - № 3. - С. 42-54.

*Ахунджанов Р., Хамрабаев И.Х. и др.* Магматические факторы формирования «обеленных» пород и сопряженного с ними оруденения Чаткало-Кураминского региона // Геология и минеральные ресурсы. - 2001. - № 4. - С. 18-26.

*Бадалов С.Т.* Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. - Т.: Наука, 1965.

*Бадалов С.Т., Турсебеков А.Х.* Общая геолого-геохимическая схема рудообразования в Алмалыкском рудном районе // Узб. геол. журн. - 1978. - № 2.

*Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. - М.: Наука, 1985.

*Беззенко П.С., Недашковский П.Г.* К проблеме связи магматизма и источника рудного вещества с глубинным строением Земли (на примере Тихоокеанского пояса) // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Наука, 1973. - Т. 10. - С. 128-136.

*Богатилов О.А., Зоненшайн П.Л., Коваленко В.И.* Магматизм и геодинамика // 27-й Международный геолог. конгресс. - М.: Наука, 1984.

*Богатилов О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* Магматизм – индикатор глубинных геодинамических режимов // Зап. ВМО, 1985. - Ч. 114. - Вып. 4. - С. 393-399.

*Богатилов О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* Мантийные и коровые граниты, сходство и различия. // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. - М.: Наука, 1986. - С. 157-172.

*Борисов О.М., Якубов Д.Х., Зуннунов Ф.Х.* Разломно-блоковое строение литосферы Средней Азии // Металлогенетические проблемы в Средней Азии. - Т.: Фан, 1987. - С. 33-45.

*Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия в палеозое. - М.: ГЕОС, 2005.

*Бутовская Е.М.* Геологические результаты прикладной геофизики. - М.: Наука, 1989.

*Бутовская Е.М.* Глубинное строение некоторых рудных районов // Земная кора Узбекистана. - Т.: Фан, 1974. - С. 64-95.

Геодинамика Тянь-Шаня / *Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В. и др.* - Т.: Университет, 1993. - № 5. - 207 с.

- Геологическая карта Узбекистана масштаба 1:500000 / Отв. ред. *Т.Шаякубов*. - Т., 1999.
- Геология и полезные ископаемые Узбекистана / Под ред. *Т.Шаякубова, Т.Н.Далимова*. - Т.: Университет, 1998. - 793 с.
- Глубинное строение земной коры Узбекистана / Отв. ред. *И.Х.Хамрабаева*. - Т.: Фан, 1971.
- Говоров И.Н.* Геологические и термодинамические условия формирования полингенных гранитоидных плутонов // Магматические комплексы Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1978.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н.* Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. - Т.: Университет, 2010. - 220 с.
- Далимов Т.Н., Рафиков Я.М.* Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. - Т.: Фан, 1986.
- Завьялов Г.Е.* Метасоматиты золоторудных районов Кураминской зоны и их поисковое значение // Геология и минеральные ресурсы. - 2000. - № 5.
- Завьялов Г.Е.* Модель Центрально-Кураминской рудообразующей системы (Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. - 2003. - № 2. - С. 22-27.
- Зоненшайн Л.П. и др.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М., 1976. - 234 с.
- Кавешников Г.А., Кошлаков И.Д.* О рудоносности песчано-сланцевых образований ордовика-силура в Карамазаре. - Душанбе, 1973. - Т. 3.
- Карпенко И.В.* Петрология и рудоносность пермских аляскитов Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань): Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. - Душанбе, 2004.
- Каталог интрузивных массивов Узбекистана / Под ред. *И.Х.Хамрабаева, К.Урунбаева*. - Т.: Фан, 1975. - Ч. I. - 259 с.
- Коваленко В.И., Руб М.Г., Осипов М.А.* Рудоносность магматических ассоциаций. - М.: Наука, 1979. - 262 с.
- Козырев В.В., Ежков Ю.Б.* Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1972.
- Лутков В.С.* Гранитоидный магматизм как индикатор состава земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня // Советская геология. - 1982. - № 1. - С. 103-113.
- Ляхович В.В.* Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. - М.: Наука, 1983. - 254 с.
- Магматические горные породы (эволюция магматизма в истории Земли) / Под ред. *В.И.Коваленко*. - М.: Наука, 1987. - 438 с.
- Магматические формации и фации Узбекистана / Под ред. *О.К.Кушмурадова*. - Т.: Фан, 1977. - 336 с.
- Макарычев Г.И., Штрейе Н.А.* Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. - 1978. - Т. 210. - № 5.
- Масленникова И.А., Субботин В.Н.* О двух типах офиолитов в Тамдыгау // Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона. - Т.: САИГИМС, 1989.
- Миркамалов Р.Х.* Этапы структурной перестройки домезозоя складчатого основания Кураминского горнорудного района // Геология и минеральные ресурсы. - 2008. - № 6. - С. 6-17.
- Миронов А.Г., Глюк Д.С.* Экспериментальные исследования распределения золота в силикатной системе // ДАН СССР. - 1980. - Т. 252. - № 5.
- Мирходжаев И.М., Хохлов В.А.* Метаморфические формации Узбекистана. - Т.: Фан, 1977. - 197 с.
- Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. - М.: Мир, 1984. - 496 с.
- Михайлова Ю.В., Воронич Т.М., Мансуров М.* Эволюция золоторудных формаций в геодинамических обстановках развития Срединного Тянь-Шаня (на примере Чаткало-Кураминского региона) // Геология и минеральные ресурсы. - 2006. - № 4. - С. 4-11.
- Мундузова М.А.* Золотоносность среднепалеозойских терригенно-карбонатных толщ Алмалыкского рудного района: Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. - Т., 2004.
- Мустафин К.Т.* Металлогения Северной Ферганы. - Фрунзе, 1976. - 260 с.

- Мушкин И.В.* Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1972. - 128 с.
- Новгородова М.И., Боярский Р.В.* Состав и строение твердых фаз из газовых включений в самородных металлах // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. - Львов, 1985.
- Осборн Е.Ф.* Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983.
- Рахманов К.А., Урунбаев К.* Шошонит-латитовая петрогеохимическая тенденция в эволюции верхнепалеозойского вулканизма Кураминской зоны и его рудоносность / Мат-лы Среднеазиатского петрограф. совещ. - Ленинабад: Дониш, 1988.
- Рахматуллаев Х.Р.* Рудные формации и глубинные ярусы оруденения позднеорогенного этапа развития герцинид (на примере Южного Тянь-Шаня). - Т.: Фан, 1992. - 236 с.
- Региональная металлогения центральной части Средней Азии / Под ред. *Т.М.Мацокиной-Воронич.* - Т.: Фан, 1979. - 267 с.
- Рудные месторождения Узбекистана / Под ред. *И.М.Голованова.* - Т.: ИМР, 2001. - 660 с.
- Рустамов А.И.* О результатах работ на нетрадиционный для Узбекистана апокарбонатный тип золотого оруденения // Приоритетные направления геологического изучения недр, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Республике Узбекистан. - Т.: ГП «НИИМР», 2011. - С. 182-183.
- Рябчиков И.Д.* Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии // 27-й Междунар. конгресс. - М.: Наука, 1984. - Т. 9.
- Рябчиков И.Д., Богатилов О.А.* Эволюция щелочноземельных магм. - М.: Наука, 1983.
- Рябчиков И.Д., Соловова И.П.* Происхождение и условия дифференциации сильно восстановительных андезитовых магм // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985.
- Савчук Ю.С., Мухин П.А. и др.* Позднепалеозойский гранитоидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиции тектоники плит. // Геотектоника. - 1991. - № 4.
- Сим Л.А.* Геология урана. - Т.: ГП «НИИМР», 2010.
- Смирнова С.К., Козлов В.В.* Минеральные ассоциации и генезис рудопроявлений Акча-Талбулак Узбекистана (минералообразующие флюиды и рудогенезис). - Т.: Фан, 1998. - С. 120-122.
- Смирнова С.К., Козлов В.В., Мансуров М.М.* Платиноносность месторождений благородных металлов Узбекистана // Горный вестник Узбекистана. - 2005. - № 3. - С. 9-14.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. - Фрунзе: Илим, 1982. - Кн. 1. - 371 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана / Под ред. *В.В.Михайлова.* - Т.: ИМР, 2000.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977.
- Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б.* Основные проблемы геологии урана, поисков прогнозирования золото-уран-редкометалльных месторождений Узбекистана / Актуальные проблемы геологии и геофизики. - Т.: ИГиГ АН РУз, 2007. - Т. II. - С. 102-105.
- Турамуратов И.Б.* Проблемы минералогии и геохимии в решении поисковых задач // Горный вестник Узбекистана. - 2007. - № 3(30). - С. 12-15.
- Турамуратов И.Б., Ежков Ю.Б.* Основные структуры и особенности уран-редкометалльного рудоконцентрирования в западной части Центральной Азии (Тянь-Шань) // Рудные провинции Центральной Азии / Тез. докл. Междунар. геол. конгресса (МГК 33). - Алматы, 2008.
- Турсебеков А.Х., Исламов М.А.* Золотоносность сланцевых толщ ордовика-силура Алмалыкского района // Зап. Узб. ВМО. - 1978. - Вып. 31.
- Урунбаев К.* Генетические типы и рудоносность палеозойских гранитоидов Среднего и Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. - 2004. - № 1. - С. 3-7.
- Урунбаев К.* Моделирование гранитоидного магматизма и оруденения (на примере Западного Тянь-Шаня) // Мат-лы к 95-летию Х.М.Абдуллаева. - Т., 2007.

Урунбаев К. О возможности применения величин  $ZnO_2/HfO_2$  при фациальном и др. расчленении магматических пород // Узб. геол. журн. - 1970. - № 6.

Урунбаев К. Петрогенетические типы и рудоносность палеозойских гранитоидов и ассоциирующих с ними пород Узбекистана: Автореф. дисс... докт. г.-м. наук. - Т., 1991.

Урунбаев К. Петрогеохимические серии палеозойских гранитоидов Узбекистана и их рудоносность // Металлогенетические проблемы в Средней Азии. - Т.: Фан, 1987. - С. 70-91.

Урунбаев К. Петрохимические серии плагиогранитов Южного Тянь-Шаня // Геохимия. - 1987. - № 10.

Урунбаев К. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. - Т.: Фан, 1978. - 206 с.

Урунбаев К. Потенциальная рудоносность палеозойских гранитоидов Восточного Узбекистана. - Т.: Фан, 1987.

Урунбаев К. Проблема золотоносности андезитового магматизма вулканоплутонических ассоциаций (на примере Кызылкумо-Кураминского пояса) // Геохимия. - 1983. - № 3.

Урунбаев К. Фанерозойские гранитоиды различных геодинамических обстановок и их рудоносность (на примере Среднего и Южного Тянь-Шаня) // Мат-лы междунар. конф. - Т., 2006.

Урунбаев К., Айзенштат В.И. Главные рудно-магматические ассоциации Узбекистана // Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. - Т., 1982.

Урунбаев К., Далимов Т.Н. Вулканоплутонические комплексы верхнего палеозоя юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Средняя Азия) // ДАН СССР. - 1967. - Т., 175. - № 3.

Усманов Ф.А. Статистический металлогенетический анализ (на примере Чаткало-Кураминских гор) // Геология и минеральные ресурсы. - 2000. - № 5. - С. 13-24.

Усманов Ф.А., Маринова С.Т. Новые методы и компьютерные технологии для количественного прогнозирования рудных месторождений // Мат-лы междунар. конф. - Т., 2006. - С. 217-221.

Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И. Строение земной коры Сибири и Урала как показатели условий их формирования // Уральские петрографич. совещ / Тез. докл. - Свердловск, 1986. - Т. 4. - С. 17-20.

Хамрабаев И.Х., Воронич Т.М., Горьковой О.П. Связь металлогении с глубинным строением земной коры Центральной части Средней Азии. - Т.: Фан, 1987. - 123 с.

Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). - Т.: Фан, 1969. - 212 с.

Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукт вещества мантии // Петрология. - М.: Наука, 1972. - С. 39-57.

Цой В.Д. Особенности формирования и возраст кварц-карбонат-золото-серебряного (апокарбонатного) оруденения Кураминских гор // Геология и минеральные ресурсы. - 2002. - № 2. - С. 17-22.

Шаанов В.Н., Медведева Л.К., Клишевич В.А. и др. Основные черты геологии Кассанского метаморфического комплекса Чаткальского хребта // Советская геология. - 1988. - № 4.

Штотова Л.В., Ушаков В.Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1981.

Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. - Т.: Фан, 1983. - 144 с.

Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С. Парагенезисы серебра и элементов «легкой» платины, проблема сереброносности и сопутствующей платиноносности рудных месторождений орогенных областей (Средний и Южный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. - 1999. - № 6.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b>	4
<b>Глава I. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И МАГМАТИЗМЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА</b>	5
Постановка вопроса	5
Региональные геологические особенности Чаткало-Кураминского региона	7
<b>Глава II. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧАТКАЛО- КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА</b>	18
Раннепротерозойские комплексы	18
Позднерифейские комплексы	19
Среднеордовикские комплексы	22
Позднесилурийские комплексы	23
Ранне-среднедевонские комплексы	32
Раннекаменноугольные комплексы	34
Среднекаменноугольные комплексы	38
Пермские комплексы	45
<b>Глава III. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК</b>	57
Основные итоги предыдущих исследований	57
Породообразующие и акцессорные минералы как возможный индикатор геодинамических обстановок	58
Распределение редких и рассеянных элементов как возможный индикатор геодинамических обстановок	69
<b>Глава IV. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАК СЛЕДСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ</b>	72
Состав и уровень генерации палеозойского магматизма различных генетических типов	81
<b>Глава V. ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ</b>	88
Эволюция гранитоидного магматизма как следствие геодинамических процессов	88
Основные факторы образования и размещения серебро-золоторудного оруденения	94
Рудно-магматические системы серебро-золоторудного оруденения в геодинамической истории развития Туркестанского палеоокеана	104
Рудно-магматические системы этапа спрединга Туркестанского палеоокеана (Є-О)	105
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b>	112
<b>ЛИТЕРАТУРА</b>	115

**К. Урунбаев, И.Б. Турамурастов**

**Геодинамика, магматизм и оруденение  
(на примере Чаткало-Кураминских гор)**

*Утверждено Ученым советом ГП «Научно-исследовательский институт  
минеральных ресурсов»*

Редактор Л.И.Ежова

Технический редактор и оригинал-макет Т.Г.Кочергина

Корректор А.О.Воронова

Компьютерная верстка и оригинал-макет Е.А.Кочергина

Обложка И.Т.Сагдуллаев

---

Лицензия АИ № 101 от 15.07.2008 г.

Подписано в печать 26.12.2011 г. Формат 70×108. Бумага кн.-журн.

Гарнитура “Times New Roman”. Печать трафаретная (ризография).

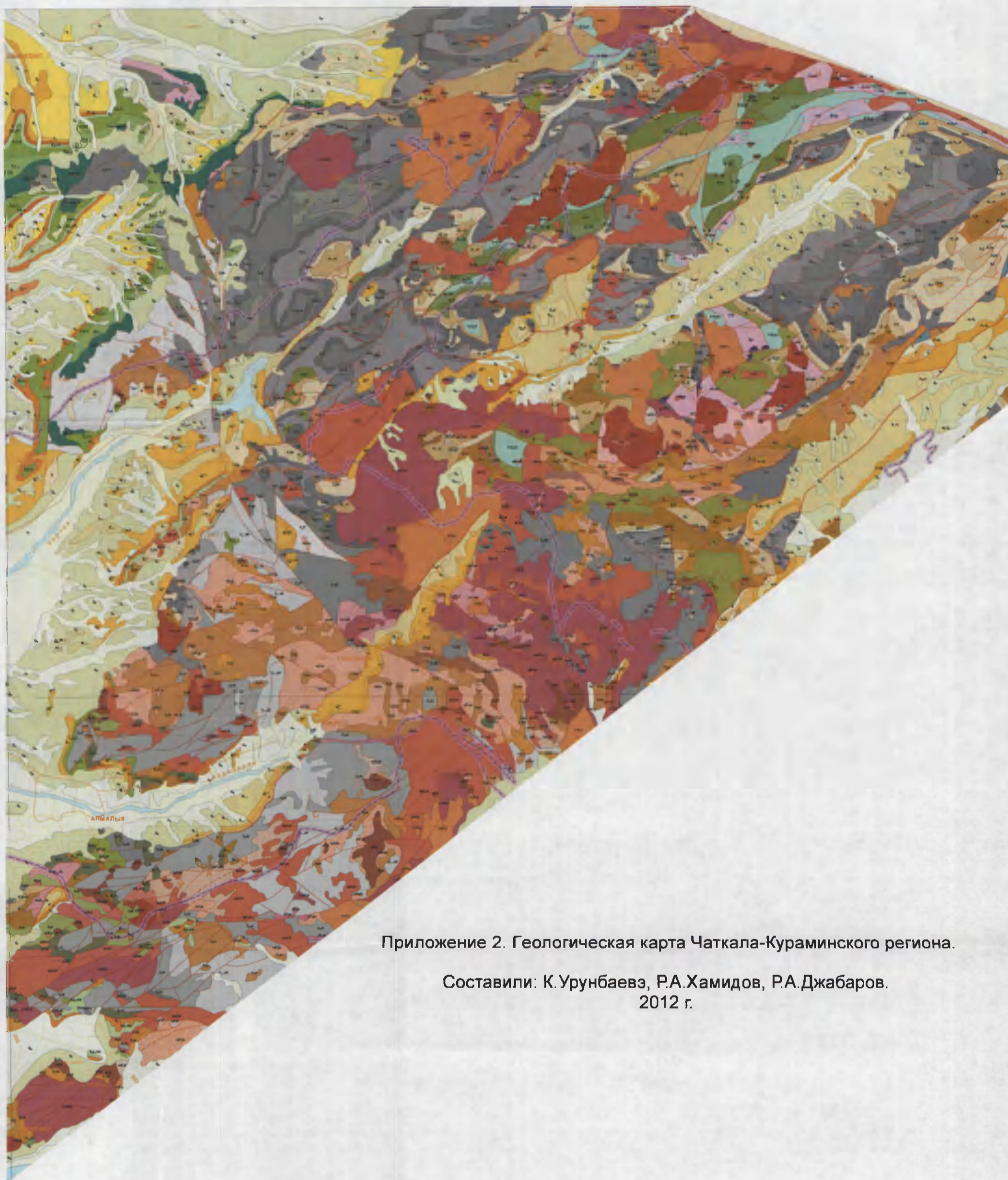
Усл. печ. л. – 15. Уч.-изд. л. – 20. Тираж 100. Заказ № 111.

---

Отпечатано в типографии ГП «НИИМР».

Ташкент, ул. Т.Шевченко, 11<sup>а</sup>.





Приложение 2. Геологическая карта Чаткала-Кураминского региона.

Составили: К.Урунбаевэ, Р.А.Хамидов, Р.А.Джабаров.  
2012 г.





Городской комитет по культуре и искусству

Директор: К. Ю. Хандор, Р. А. Давыдов

2012 г.



# Условные обозначения к приложению 2.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ПЕЧАТСКАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	R <sub>32</sub>	Кзыл-Курашская свита - трахириолиты, риолиты, трахириодциты, риодациты, их туфы и иглимбреты, конгломераты, песчаники (200-750)
		R <sub>31</sub>	Ревизская свита - трахиабазальты, трахиодциты, долериты, туфы и иглимбреты трахириолитов, риолитов, риодацитов, алевриты, песчаники, конгломераты (до 1100)
		R <sub>30</sub>	Шурабская свита - трахиабазальты, андезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахиты, их туфы, конгломераты, песчаники, алевриты, арсилиты (70-800); (470-2300)
	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	R <sub>20a</sub>	Олейская свита - риолиты, трахириолиты, риодациты, трахириодциты, излившие трахиты, трахиты, их туфы и иглимбреты, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты, линзы известняков (580-3150); (150-1500); (250-800)
		R <sub>20</sub>	Каттабурабальская, князевская свиты - конгломераты, песчаники, алевриты, арсилиты, прослой известняков (150-780)
		R <sub>20m</sub>	Асовской ярус. Малыйская свита - известняки, конгломераты, песчаники, алевриты (до 600)
КАМЕННЫЙ ГОРЬЯНЦ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	C <sub>10</sub>	Караганская свита - трахидациты, трахириодциты, их туфы и иглимбреты, трахиандезиты, трахиандезитовидные, трахиабазальты, трахиты, их туфы, песчаники, конгломераты, в основном глины известняков (2000-2200)
		C <sub>10a</sub>	Надежская свита - андезиты, трахиандезиты, трахидациты, дациты, риодациты, риолиты, их туфы, конгломераты, песчаники, алевриты, линзы известняков (400-2500)
	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	C <sub>11a</sub>	Аачинская (совместно с чвалтинской) свита - дациты, риодациты, риолиты, их туфы и иглимбреты, андезиты, трахиандезиты, трахириодциты, их туфы, андезитовидные, базальты, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты, линзы известняков (до 2300); (800)
		C <sub>11b</sub>	Мынбулакская свита - трахиандезиты, трахидациты, риодациты, трахириолиты, риолиты, их туфы и иглимбреты, андезиты, трахиандезитовидные, базальты, трахиты, их туфы, конгломераты, гравелиты, песчаники (500-800); (1240-3000); (до 800)
	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	C <sub>12</sub>	Ишань подъярус. Саянская, узунбулакская (нижняя суртанская) свиты - известняки, песчаники, алевриты, конгломераты, иногда отмечаются вулканические породы (150-650)
		C <sub>13</sub>	Серпуховский - байрамский ярусы. Свита уя - песчаники, конгломераты, алевриты, известняки, трахиабазальты, андезитовидные, трахидациты, трахиты, их туфы (400-1200); (800)
		C <sub>14</sub>	Восточный ярус, верхний подъярус - серпуховский ярус. Асуйская, машатская, капыламышская, койдакбулакская свиты - известняки с редкими прослоями алевритовой, известняковой глинистой, перламутровой, глинистой сланцев, доломитов (450-1300); известники с линзами и жалваши краевой (до 800); (+500); (150-250)
		C <sub>15</sub>	Верный подъярус. Итальянско-кая свита - известняки, известняки доломитизированные с редкими линзами известняков (200-400)
ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	C <sub>16</sub>	Нижний - верный подъярус. Кизилкирская, шибрайская, итальянско-кая свиты - известняки с линзами известняков (250-450); известники со стержневыми краевыми (до 580)	
	C <sub>17</sub>	Нижний подъярус. Саргаданская, киргизская, ешанкиндская, икрайская свиты - известняки, местами доломитизированные, с линзами и жалваши краевыми (300-400); (300-1500); известники со стержневыми и линзами краевой (800); (200)	
	C <sub>18</sub>	Тамирбулакская, кокуйская, талдыбулакская свиты - известняки, известняки известняков, линзы и жалваши краевыми (150-1000); доломиты, известники с редкими линзами известняков (200-800)	
	C <sub>19</sub>	Верхний подъярус. Косуйская, талдыбулакская свиты - известники с линзами и стержневыми краевыми (150-250); известники с редкими линзами и жалваши краевыми (350-800)	

РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1P/1</sub>	Архангельский комплекс - плейстоцены и гравиты субэпиконтинентальных биотитовых и розовых восточнотуркестанских порфиридных, лейкограниты субэпиконтинентальных биотитовых, алмазиты биотитовых палеогеновых. Чаткало-Курашская район и Южная Вадия
	U <sub>1P/2</sub>	Кзыл-Курашская субэпиконтинентальная комплекс - трахириолиты, трахириолиты (1-3), сваниты (2), Курманская и Узы-Кушбулакская район
	U <sub>1P/3</sub>	Байрабский комплекс - монадиориты, монадиориты и кварцевые монадиориты с кварцевыми порфирами, сваниты, кварцевые сваниты, субэпиконтинентальные габбро. Курманская и Узы-Кушбулакская район
	U <sub>1P/4</sub>	Шурабский субэпиконтинентальный комплекс - трахидациты, трахиты (1); гранодиорит порфиры, гранодиориты (2); Курманская и Кассанская район
	U <sub>1P/5</sub>	Олейский субэпиконтинентальный комплекс - риолиты, гранит порфиры, Курманская район
ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1C/1</sub>	Гушан-Кушанский комплекс - мала мигматиты - кварцевые монадиориты и монадиориты порфиридных кварцевых монадиорит-порфиры, сванит-порфиры, кварцевые сванит-порфиры, адмазиты и гранодиориты, порфиридных, гранодиорит-порфиры, дацитит-порфиры, гранит-порфиры (4-6); Курманская и Узы-Кушбулакская район
	U <sub>1C/2</sub>	Евклидовский комплекс - адмазиты, кварцевые монадиориты, гранодиориты и гравиты полевиковые и кварцевые гравиты. Чаткало-Курашская район
	U <sub>1C/3</sub>	Караганский комплекс - кварцевые монадиориты и гранодиориты равновесности, иногда порфиридных, Курманская и Узы-Кушбулакская район
	U <sub>1C/4</sub>	Чаткало-Курашский комплекс - гранодиориты, кварцевые монадиориты, Чаткало-Курашская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1D/1</sub>	Калиманский комплекс - субэпиконтинентальные диориты и кварцевые диориты, монадиориты Курманская и Узы-Кушбулакская район
	U <sub>1D/2</sub>	Чукурский комплекс - диориты, кварцевые диориты, монадиориты, Чаткало-Курашская район
	U <sub>1D/3</sub>	Мынбулакский субэпиконтинентальный комплекс - трахидациты, трахириолиты, риолиты, дациты, трахиандезитовидные, Узы-Кушбулакская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1A/1</sub>	Альпидский комплекс - монадиориты, монадиориты, кварцевые монадиориты и монадиориты, сваниты и кварцевые сваниты равновесности и порфиридных, Курманская и Узы-Кушбулакская район
	U <sub>1A/2</sub>	Тавишский комплекс - монадиориты равновесности и порфиридных, трахириодные, цоканиты, ассоциты, биотитовые порфиры, мала мигматиты, сваниты кварцевые сваниты, Чаткало-Курашская район
	U <sub>1A/3</sub>	Альпидский комплекс - габбро, субэпиконтинентальные габбро, габброиды, габброиды, Курманская и Узы-Кушбулакская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1B/1</sub>	Калиман-Катрагский субэпиконтинентальный комплекс - гранодиорит порфиры, гранит порфиры, риолиты, монадиориты, Курманская район
	U <sub>1B/2</sub>	Кавитский комплекс - плейстоцены и субэпиконтинентальные лейкограниты биотитовые и двуслоные, Курманская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1K/1</sub>	Караганский комплекс - плагиограниты и монадиориты гравиты, биотитовые, Курманская район
	U <sub>1K/2</sub>	Катаульдинский комплекс - плагиограниты афибол биотитовые, Кассанская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1S/1</sub>	Бельдынский комплекс - гранодиориты и адмазиты биотитовые, Курманская район
	U <sub>1S/2</sub>	Землянский (алдуинский) комплекс - гранодиориты и топазиты афибол-биотитовые, иногда гнейсовидные, порфиридные Кассанская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1T/1</sub>	Чукурский комплекс - диориты монадиориты, Курманская район
	U <sub>1T/2</sub>	Терекский комплекс - диориты, кварцевые диориты, габброиды, Кассанская район
РАЙОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	U <sub>1O/1</sub>	Торпайский комплекс - кварцевые пегматиты, пегматиты Караганский район
	U <sub>1O/2</sub>	Бейтогорский комплекс - палеопрограммы и двуслоные равновесности и порфиридных, Чаткало-Курашская район

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	D <sub>1</sub>	Феминский ярус. Известняки доломиты (350) черная доломитовая, бр-мунгунская, чалтинская свиты - доломиты, известняки, прослой алевриты, песчаники и мергели (200-1000); известняки, доломиты, прослой песчаники, алевриты, гнейсы, андезиты (50-100); известняки, доломиты (500)
		D <sub>2</sub>	Джунгарская, доломитовая, уйгутская, бараньинская, каратагская, курманская свиты - доломиты, известняки с прослоями известняков песчаных мергелей, песчаники (до 1800); известняки, доломиты, песчаники (500-550)
СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	D <sub>3</sub>	Кармадакская свита - доломиты, известняки, мергели (400); известняки, доломиты, песчаники (200-300); песчаники красноватые, алевриты, известняки, доломиты, мергели, радс гнейсы и андезиты (270-1000)
		D <sub>4</sub>	Топольбулакская свита - песчаники, гравелиты, конгломераты красноватые, прослой алевриты, сланцы, известняки (200-2500); (700-1400)
НИЖНИЙ ОТДЕЛ	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	D <sub>5</sub>	Маиратайская, бустонская, учелайская и моголтуская свиты - известняки, доломиты, песчаники, алевриты, конгломераты, сланцы, мергели (20-750); известняки, доломиты, песчаники, алевриты, конгломераты, мергели (160-400); (300-1160)
		D <sub>6</sub>	Катрагская, алпидская свиты - риолиты, риодациты, андезиты, дациты, андезитовидные, их туфы, песчаники, алевриты (600-1400), алпидская свита - андезиты, их туфы, андезитовидные, дациты (1100)
СИБИРСКАЯ СИСТЕМА	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	S <sub>1</sub>	Архангельская, кулаевская, черемисская свиты - андезиты, трахириолиты, дациты, риолиты, их туфы, конгломераты, гравелиты (1750)
		S <sub>2</sub>	Урубунская свита - аргилиты, алевриты, песчаники, гравелиты, известняки глинистые (870)
		S <sub>3</sub>	Актосская свита - песчаники, алевриты, сланцы глинистые, известняки, конгломераты, гравелиты (600-1000)
ОРЫНСКАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	O <sub>1</sub>	Кабырская свита - песчаники, алевриты, арсилиты (365)
		O <sub>2</sub>	Байрамская свита - мраморы, известняки доломитовые, мраморизованные, доломиты известняковые, сланцы углито-кварцевые, песчаники, конгломераты (1800)
НИЖНИЙ ОТДЕЛ	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	O <sub>3</sub>	Бейтогорская свита - песчаники, алевриты, сланцы глинистые, известняки, углито-кварцевые, известняки, гравелиты, конгломераты (200-540)
		O <sub>4</sub>	Курусайская свита - сланцы биотит-альбит-кварцевые, биотит-кварцевые, алевриты (1006)
КАРМАДАКСКАЯ СИСТЕМА	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	K <sub>1</sub>	Камбиская система - ордынская система, средней отдел Сандыкская свита - сланцы кварцевые, известняки известняковые, известняки, углито-кварцевые, известняки, доломиты, песчаники, алевриты, конгломераты, пегматиты (800-2000); (300-500)
		K <sub>2</sub>	Шараульская свита - углито-кварцевые конгломераты, сверху-пегматитовые песчаники, дациты, сланцы глинистые, алевриты (100-900)
НИЖНИЙ ОТДЕЛ	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	M <sub>1</sub>	Мурсаевская свита - трахириолиты, трахиандезиты, трахиты, их туфы, конгломераты, песчаники, сланцы глинистые, прослой известняков (150-200)
		M <sub>2</sub>	Дубыраевская толща - песчаники, сланцы известняково-кварцевые, в основном конгломераты (800)
НИЖНИЙ ОТДЕЛ	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	N <sub>1</sub>	Каратерекская свита - сланцы афиболитовые, эцидот-алюритовые известняки, маладиолы, редкие мраморы (1500)
		N <sub>2</sub>	Иштанбулакская толща - сланцы слюдяные, метаморфизованные песчаники, пегматитовые, пегматиты, пегматиты известняковые, в основном конгломераты (1000)
НИЖНИЙ ОТДЕЛ	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	PR <sub>1</sub>	Самоевская свита - сланцы кристаллические пегматиты, афиболиты, мраморы (2500)
		PR <sub>2</sub>	Терекская свита - мраморы, пегматиты - сланцы двуслоные с тальком афиболитовым (>500)

Примечания: Цифры в скобках, стоящие после характеристик состава пород, обозначают мощности выделенных на карте стратифицированных образований в метрах.



1871  
1872  
1873  
1874  
1875  
1876  
1877  
1878  
1879  
1880  
1881  
1882  
1883  
1884  
1885  
1886  
1887  
1888  
1889  
1890  
1891  
1892  
1893  
1894  
1895  
1896  
1897  
1898  
1899  
1900

1901  
1902  
1903  
1904  
1905  
1906  
1907  
1908  
1909  
1910  
1911  
1912  
1913  
1914  
1915  
1916  
1917  
1918  
1919  
1920  
1921  
1922  
1923  
1924  
1925  
1926  
1927  
1928  
1929  
1930

1931  
1932  
1933  
1934  
1935  
1936  
1937  
1938  
1939  
1940  
1941  
1942  
1943  
1944  
1945  
1946  
1947  
1948  
1949  
1950  
1951  
1952  
1953  
1954  
1955  
1956  
1957  
1958  
1959  
1960

1961  
1962  
1963  
1964  
1965  
1966  
1967  
1968  
1969  
1970  
1971  
1972  
1973  
1974  
1975  
1976  
1977  
1978  
1979  
1980  
1981  
1982  
1983  
1984  
1985  
1986  
1987  
1988  
1989  
1990

1991  
1992  
1993  
1994  
1995  
1996  
1997  
1998  
1999  
2000

1991  
1992  
1993  
1994  
1995  
1996  
1997  
1998  
1999  
2000

1991  
1992  
1993  
1994  
1995  
1996  
1997  
1998  
1999  
2000







0101

Специальность: Кандидат БУХГАЛТЕР

Центральный банк Российской Федерации (Федеральное казначейство)

# Приложение 4. Геодинамическая схема Чаткало-Кураминского региона

Составили: К. Урунбаев, Р.А. Абидов, Р.А. Джабаров.  
2010 г.

Металлогеническая зона	Геодинамическая обстановка	Ареалы распространения	Природа расплава, структурное положение	Магматическая формация	Совместно руд и рудно-магматическая система	Геотемпературный тип	Рудная формация	Месторождения
1	2	3	4	5	6	7	8	9
P-T <sub>1</sub> (?)	Коллизионная (короткий магматизм, обусловленной процессами столкновения и сжатия континентов; рифтогенез (магматизм с пролонгированным влиянием мантийных флюидов) "Тлюк")		Коровые: кальдеры, кольцевая структуры зоны глубинных разломов.  Корово-мантийные: зоны глубинных разломов.	Кзылмурунская трахиоритовая.  Аршанская гранит-ляйвогранитовая.  Шурабсайская трахиандезитовая. Бабайская габбро-монцинитовая. Ошсайская рiolит-трахиорит-трахиандезитовая Ошсайская рiolит-трахиандезитовая.	I. Кварц-самец-серебродрунная. 1. Трахиорит-Кв-Аг-Плм 2. Гранит-ляйвогранит-Sn-Аг-Плм, Кв-Пр-Аи.  3. Трахиандезит, латит-шононит, габбро-монцинит-Кв-Аг-Ав, Фл-Л-Вl-Аг, V-L; P1	Гидротермальный, магматический.	Кварц-серебро-полемиталлическая. Спико-серебро-полиметаллическая.  Кварц-пирит-серебро-золоторудная.  Фл-Л-Вl-Аг.  Серебро-равнинная (пятиэлементная).  Вольтманит-серебро-полемиталлическая.	Паштерек, Канджол, Большой Канымансур, Тавели и др. Северный Шиваз, Шивактлы.  Дауласай, Куктерек, Чымакташ и др.  Акташ.  Южный Паракраб, Амбулак и др.
C <sub>3</sub>	Надсубдукционно-коллизионная, дельцийская (разрывно-сжатая) плиты под континент, рессевный рифтогенез.		Верхнекоровые; мульды просадания, грабены, зоны кольцевых разломов.	Надысай, Акчиская андезит-трахиандезит-дацитовая. Гушсай-Кураминская гранодиорит-порфировая. Кызылсайская адамеллит-гранодиоритовая.	II. Кварц-золоторудная. 1. Трахиорит-трахиандезит-полисульфидная: а) Кв-Сул-Тl-Аи; б) Кв-Пр-Аи; в) Кв-Кал-адуллар-Аи. 2. Гранодиорит-порфиро-алунитовая: а) алунит-кварцит-золоторудная.	Гидротермальный, магматический.	Кварц-карбонат-адуллар-золоторудная. Кварц-сульфидно-пелуритно-золоторудная. Кварц-пирит-равнинно-пирит-золоторудная.	Гушсай, Каульды, Бешнар, Чадак, Гушсай. Лавобережье, Курганташское, Койбулак, Кызылсай, Кайраган, Самаркун, Чумуш, Ташкыя, Андыбай, Алмылык, Таваш.
C <sub>2</sub>	Субдукция (обусловленная погружением субдукционной плиты под континент, вызывающим всплеск мантийных флюидов).		Нижнекоровые; грабены, горсты, зоны глубинных разломов.	Минбулакская трахибазальт-трахиандезит-дацитовая. Чукурсуяйская, Чатальская, Кармазарская габбро-монцинит-диорит-гранодиоритовая.	III. Золото-мышьяк-валлеополия металлическая. 1. Адамеллит-полиметаллическая (Pb, Zn, Cu, Au) 2. Гранодиорит-валлеозолоторудная с Аи. 3. Гранодиорит-халькопирит-золоторудная.	Скарновый.	Скарново-золото-сульфидная. Скарново-халькопирит-золоторудная.	Сулутарак, Дылко, Бештерек, Куру-Теперек, Бозынан, Кызылсай.
D <sub>3</sub> -G	Начало субдукции, рифтогенез.		Корово-мантийные зоны глубинных разломов.	Уенская трахибазальт-трахиандезит-Алматыская. Тенгизская габбро-монцинит-сиенитовая.	IV. Вольфрам-молибден-золоторудное. 1. Трахибазальт-габбро-монцинит-сиенитовая-Sn-Pb-Mo-Au. 2. Габбро-монцинит-сиенитодiorитовая-Mo-W(Au, Bi)	Гидротермальный, магматический, скарновый.	Жабылсайское молибденно-золоторудное (P1, P2, P3). Гранит-лигосен-редометаллическая (Au, W).	Кальнык, Дальняя Сарытау, Кызыта Южный Янгилан, Чорук-Дайрон.
D <sub>23</sub>	Стабильный участок пассивной окраины Казахстана-Киргизского палеоконтинента.		Карбонатное и терригенно-хемогенное образования.		V. Сульфидно-золоторудное. 1. Хемато-сульфидная-Кв-Кар-Аи (As, Te, Sn, Bi)	Гидротермальный, магматический.	Двухэлементная с (Au, As, Sn, Hg). Кварц-карбонат-золоторудная.	Талбулак, Агач, Карасай, Дылко, Артык-Булак, школьный и др.
D <sub>12</sub>	Мантийные разломы, трансформирующая зона сочленения древней блоке молодого континента.		Корово-мантийные; приваломный окраино-континентальный вулканорифтовый пояс.	Калканатинская, Карачырская, Каттабулакская, Аршанская, Катрантинская базальт-риолитовая.	VI. Медно-золоторудное. 1. Монцинит-диорит-порфирит-Кв-Sn-Pb-Au. 2. Базальт-дацит-риолит-Sn-Pb-Mo-Au.	Гидротермальный, магматический.	Кварц-халькопирит-золоторудная. Кварц-халькопирит-молибденно-золоторудная.	Малаташ, Дюк-Кашидик, Кызылсай, Чымы, Зысай, Сабатауская группа.
E-S	Коллизия Казахстана-Киргизского палеоконтинента с Тарбасган.		Коровые, коллизионные интрузивные образования.  Австралийские комплексы палеогена.	Тонгаит-гранодиорит-апла-гранитоиды (Самсай и Бачыксайский, Карининский, Буртулак-Терекский и др. массивы). Метавулканогенно-углеродисто-карбонатно-флишидная (Урунбаевская, Ишанбардынская, Самсайская, Бештерекская, Акторская, Иманбардынская).	VII. Повышенный геодинамический фон (Cu, Mo, W, As, Au) метаморфизованных зон.	Гидротермальный.	Кварц-пирит-халькопирит-швелит-молибденит-золоторудная.  Геодинамический фон осадочно-вулканогенной формации.	Умбетты, зоны обогащения рудогенными элементами метавулканогенно-углеродисто-флишидные породы.
PR-V	Рифтогенез на платформенной территории.		Внутрикоровые интрузивные, рифтогенные вулканогенно-осадочные, нижнекоровые осадочно-базальтоидные образования.	Иманбардынская (Трахибазальт-тепая, Мурсайская, Шорайская). Платогоритовая (Башторская). Амфиболито-пайсовая (Самсай-Тарекский).	VIII. Железо-золоторудное. 1. Швелит-пирит-золоторудная (черно-сланцевая). 2. Железо-кварцитоидная. 3. Кварц-золоторудная. 4. Золото-черносланцевая.	Вулканогенно-осадочный, гидротермальный.	Черносланцевая (Au, W, Ag) углеродисто-рудная. Кварц-золоторудная. Анверит-халькопирит-золоторудная.  Золото-пирит-арсенипирит (стратиформация), золото-черносланцевая.	Култор, Сарытор, Босраутор и др.  Баштор.  Промышленная минерализация Ишанбарды, Тарексин.

\* Автор источником гидротермальных флюидов считает конечный этап эволюции магматизма







№ п/п	Наименование объекта	Содержание работ	Единица измерения	Количество	Стоимость работ
1	...	...	...	...	...
2	...	...	...	...	...
3	...	...	...	...	...
4	...	...	...	...	...
5	...	...	...	...	...
6	...	...	...	...	...
7	...	...	...	...	...
8	...	...	...	...	...
9	...	...	...	...	...
10	...	...	...	...	...
11	...	...	...	...	...
12	...	...	...	...	...
13	...	...	...	...	...
14	...	...	...	...	...
15	...	...	...	...	...
16	...	...	...	...	...
17	...	...	...	...	...
18	...	...	...	...	...
19	...	...	...	...	...
20	...	...	...	...	...
21	...	...	...	...	...
22	...	...	...	...	...
23	...	...	...	...	...
24	...	...	...	...	...
25	...	...	...	...	...
26	...	...	...	...	...
27	...	...	...	...	...
28	...	...	...	...	...
29	...	...	...	...	...
30	...	...	...	...	...
31	...	...	...	...	...
32	...	...	...	...	...
33	...	...	...	...	...
34	...	...	...	...	...
35	...	...	...	...	...
36	...	...	...	...	...
37	...	...	...	...	...
38	...	...	...	...	...
39	...	...	...	...	...
40	...	...	...	...	...
41	...	...	...	...	...
42	...	...	...	...	...
43	...	...	...	...	...
44	...	...	...	...	...
45	...	...	...	...	...
46	...	...	...	...	...
47	...	...	...	...	...
48	...	...	...	...	...
49	...	...	...	...	...
50	...	...	...	...	...
51	...	...	...	...	...
52	...	...	...	...	...
53	...	...	...	...	...
54	...	...	...	...	...
55	...	...	...	...	...
56	...	...	...	...	...
57	...	...	...	...	...
58	...	...	...	...	...
59	...	...	...	...	...
60	...	...	...	...	...
61	...	...	...	...	...
62	...	...	...	...	...
63	...	...	...	...	...
64	...	...	...	...	...
65	...	...	...	...	...
66	...	...	...	...	...
67	...	...	...	...	...
68	...	...	...	...	...
69	...	...	...	...	...
70	...	...	...	...	...
71	...	...	...	...	...
72	...	...	...	...	...
73	...	...	...	...	...
74	...	...	...	...	...
75	...	...	...	...	...
76	...	...	...	...	...
77	...	...	...	...	...
78	...	...	...	...	...
79	...	...	...	...	...
80	...	...	...	...	...
81	...	...	...	...	...
82	...	...	...	...	...
83	...	...	...	...	...
84	...	...	...	...	...
85	...	...	...	...	...
86	...	...	...	...	...
87	...	...	...	...	...
88	...	...	...	...	...
89	...	...	...	...	...
90	...	...	...	...	...
91	...	...	...	...	...
92	...	...	...	...	...
93	...	...	...	...	...
94	...	...	...	...	...
95	...	...	...	...	...
96	...	...	...	...	...
97	...	...	...	...	...
98	...	...	...	...	...
99	...	...	...	...	...
100	...	...	...	...	...

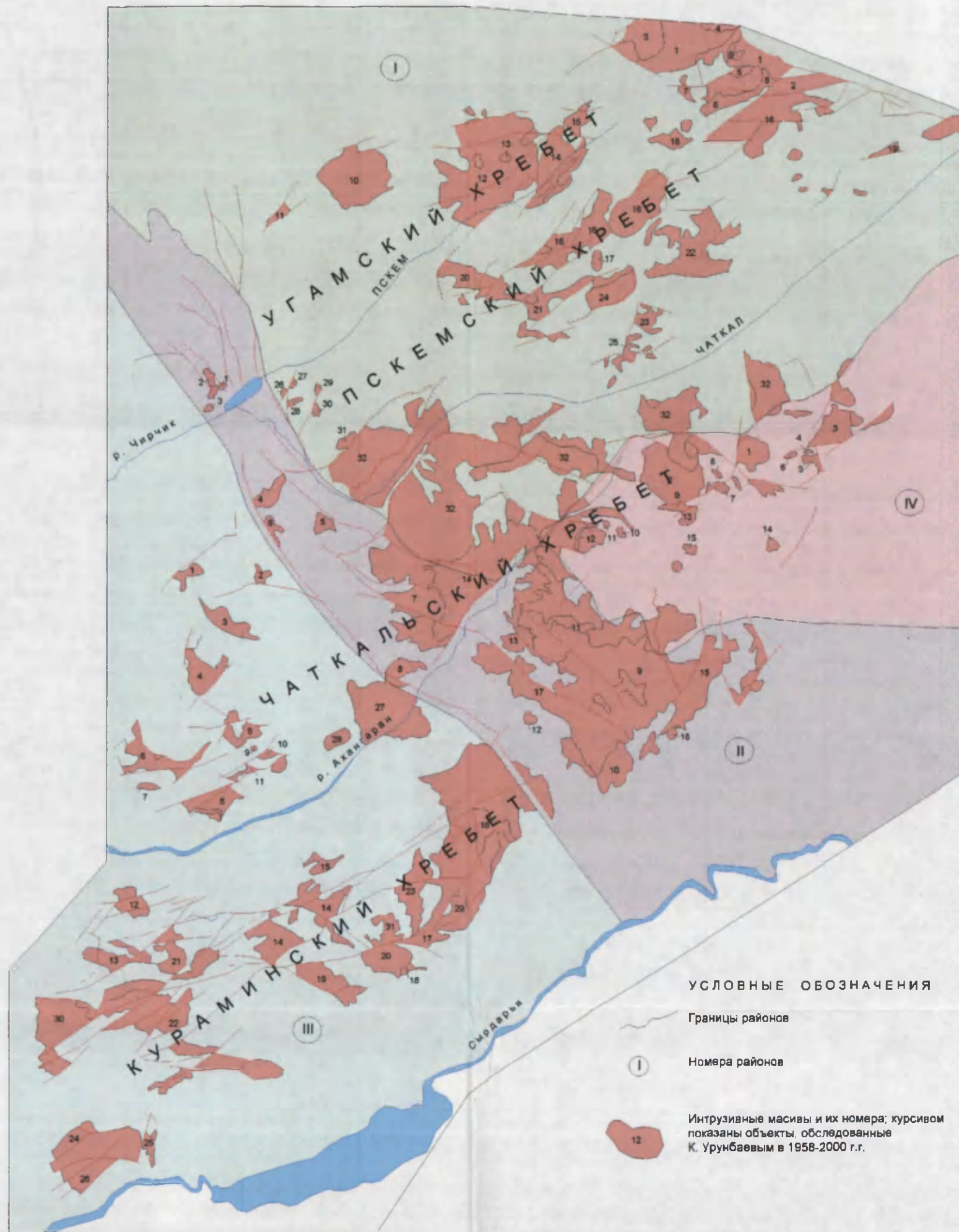
Итого: ...

Сумма: ...





Приложение 1. Схема размещения основных интрузивных массивов Чаткало-Кураминского региона, 2012 г.



ПЕРЕЧЕНЬ ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

- |   |  |
|---|--|
| <p><b>I ЧАТКАЛЬСКИЙ РАЙОН</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Манасский</li> <li>2. Музбельский</li> <li>3. Аксуйский</li> <li>4. Торашуйский</li> <li>5. Тастарсайский</li> <li>6. Аккалчигайский</li> <li>7. Баркракский</li> <li>8. Баркрак-Аккалчигайский</li> <li>9. Тюзашуйский</li> <li>10. Сусингенский</li> <li>11. Бадамский</li> <li>12. Майдантальский</li> <li>13. Аюторский</li> <li>14. Анауланский</li> <li>15. Тевкешский</li> <li>16. Бештор-Тундукский</li> <li>17. Джаяктинский</li> <li>18. Караянгрыйский</li> <li>19. Курутегаерский</li> <li>20. Ихначский</li> <li>21. Алмасайский</li> <li>22. Среднесандалашский</li> <li>23. Нижнесандалашский</li> <li>24. Чукурсуйский</li> <li>25. Курамасторский</li> <li>26. Каратутбаинский</li> <li>27. Кулосьинский</li> <li>28. Чаватинский</li> <li>29. Джурджурский</li> <li>30. Чепташский</li> <li>31. Сарвардонский</li> <li>32. Чаткальский</li> </ol> <p><b>II УГАМ-КУМБЕЛЬСКИЙ РАЙОН</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Кураганташский</li> <li>2. Оясайский</li> <li>3. Хандайлыкский</li> <li>4. Чимаянский</li> <li>5. Караарчинский</li> <li>6. Нурекатинский</li> <li>7. Калемчекский</li> <li>8. Иерташский</li> <li>9. Гава-Анеренский</li> <li>10. Чаркасарский</li> <li>11. Беданалисайский</li> <li>12. Актөпинский</li> <li>13. Айгырбайтальский</li> <li>14. Арашанский</li> <li>15. Сумсарский</li> <li>16. Альчалыкский</li> <li>17. Ризакский</li> </ol> | <p><b>III КУРАМИНСКИЙ РАЙОН</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Суреньатинский</li> <li>2. Текелийский</li> <li>3. Кызылнуринский</li> <li>4. Башкызылсайский</li> <li>5. Верхнешавазский (Акча-Шавазский)</li> <li>6. Нижнешавазский</li> <li>7. Карабашский</li> <li>8. Акчинский</li> <li>9. Тоясовульский (Колбандыкский)</li> <li>10. Карабауский</li> <li>11. Кызылалмасайский</li> <li>12. Алмалыкский</li> <li>13. Каракишинский</li> <li>14. Кураминский</li> <li>15. Гушсайский</li> <li>16. Акташский (Ашаба-Сарвакский)</li> <li>17. Самгарский</li> <li>18. Джетымчекинский</li> <li>19. Долонинский (Джаркамарский)</li> <li>20. Шайданский</li> <li>21. Карамазарский</li> <li>22. Чокадамбулакский</li> <li>23. Бабайобский</li> <li>24. Чорухдайронский</li> <li>25. Музбекский</li> <li>26. Музбулакский</li> <li>27. Бабайтаудорский</li> <li>28. Гудасский</li> <li>29. Алмабулакский</li> <li>30. Пангазский</li> </ol> <p><b>IV КАСАН-КАРАТЕРЕКСКИЙ РАЙОН</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Кызылторский</li> <li>2. Туокский (Тушашуйский)</li> <li>3. Алабукинский</li> <li>4. Чакырторский</li> <li>5. Кумбельташский</li> <li>6. Саардыкский</li> <li>7. Сокурбельский</li> <li>8. Среднетерекский</li> <li>9. Зексайский</li> <li>10. Раватсайский</li> <li>11. Западнораватсайский</li> <li>12. Китайульдинский</li> <li>13. Шаркракский</li> <li>14. Сууктепинский</li> <li>15. Нижнетерекский</li> </ol> |
|---|--|

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Границы районов
- Номера районов
- Интрузивные массивы и их номера; курсивом показаны объекты, обследованные К. Урунбаевым в 1958-2000 г.г.



