

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ИМ. М.М.АДЫШЕВА

ГЕОДИНАМИКА И ОРУДЕНЕНИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН)

Бишкек ♦ «Илим»
2014 г.

УДК: 551.2+553 (257)

Рекомендована к изданию
ученым советом Института геологии им. М. М. Адышева НАН КР

Ответственный редактор:
А.Б. Бакиров – академик НАН КР

Редактор:
Н.Т. Пак – канд. геол.-минер. наук

Авторы:
А.Б. Бакиров, М.Д. Гесь, Р.Д. Дженчураева., В.В. Киселев, Р.А. Максумова,
И.А. Мезгин, Н.Т. Пак, С.Е. Сабельников, К.С. Сакиев

Рецензенты:
К.Абдрахматов – докт. геол.-минер. наук
А.К.Рыбин – докт. физ.-матем. наук

Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). – Бишкек: Илим, 2014. – 280 с.

Рассмотрены разнотипные геологические комплексы – показатели геодинамических обстановок Тянь-Шаня и связанные с ними многочисленные типы оруденения, охватывающие огромный возрастной интервал от архея по кайнозой (квартер) включительно. Показана их связь с геодинамическими условиями и процессами. На их основе раскрыта длительная многотипная и многоэтапная история геодинамического развития региона.

Предназначена для геологов, аспирантов и научных работников.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ (А. Б. Бакиров)..... | 3 |
| ВВЕДЕНИЕ (А. Б. Бакиров)..... | 9 |
| ГЛАВА I. АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕГАЭТАП | |
| 1.1. Метаморфические комплексы (А. Б. Бакиров, К.С. Сакиев)..... | |
| 1.2. Интрузивные комплексы (С.Е. Сабельников) | |
| 1.3. Рудоносные комплексы (А. Б. Бакиров) | |
| ГЛАВА II. ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕГАЭТАП | 45 |
| 2.1. Внутриплитные осадочные комплексы (Р.А. Максумова) | |
| 2.2. Комплексы континентальных рифтов | |
| 2.2.1. Нижне-среднерифейские рифтогенные комплексы Северо-Тяньшаньского (Иссыккульского) и Таласо-Каратауского микроконтинентов (Р.А. Максумова) | |
| 2.2.2. Верхнерифей-вендские рифтогенные комплексы | |
| 2.3. Комплексы обстановок внутриплитного сжатия | |
| 2.3.1. Метаморфические комплексы (А.Б. Бакиров) | |
| 2.3.2. Интрузивные комплексы (С.Е. Сабельников)..... | |
| 2.4. Рудоносные комплексы и минерагенез (Р.Д. Дженчураева) | |
| 2.4.1. Рудоносные комплексы и минерагенез континентальных рифтовых зон | |
| 2.4.2. Рудоносные комплексы внутриконтинентального сжатия | |
| ГЛАВА III. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕГАЭТАП | |
| 3.1. Комплексы внутриплитные и пассивных окраин континентов..... | |
| Введение (Р.А.Максумова)..... | |
| 3.1.1. Комплексы в каледонидах (Р.А. Максумова) | |
| 3.1.1.1. Комплексы Северо-Тяньшаньского (Иссык-Кульского) микроконтинента..... | |
| 3.1.1.2. Комплексы Таласо-Каратауского микроконтинента | |
| 3.1.1.3. Комплексы Нарынского палеоконтинента..... | |
| 3.1.2. Комплексы в герцинидах..... | |
| 3.1.2.1. Комплексы Кыргызского континента (Р.А. Максумова)..... | |
| 3.1.2.2. Комплексы Алайско-Уланского микроконтинента (А.Б.Бакиров)..... | |
| 3.1.2.3. Комплексы Таримского палеоконтинента (А.Б. Бакиров) | |
| 3.2. Комплексы дивергентных границ плит..... | |
| 3.2.1. Океанические комплексы в каледонидах | |
| Комплексы Жалаир-Илийского и Сакского палеоокеанов (М.Д. Гесь)..... | |
| 3.2.2. Океанические комплексы в герцинидах | |
| Комплексы Туркестанского палеоокеана (К.С. Сакиев) | |
| 3.3. Комплексы конвергентных границ плит..... | |

| | |
|---|--|
| 3.3.1. Субдукционные комплексы | |
| 3.3.1.1. Комплексы островодужных систем | |
| 3.3.1.1.1. Комплексы в каледонидах..... | |
| Комплексы Сакского палеокеанического бассейна (М.Д. Гесь) | |
| Комплексы Ишим-Каратауского палеоокеанического бассейна (Р.А.Максумова) | |
| 3.3.1.1.2. Комплексы в герцинидах | |
| Комплексы Туркестанского палеоокеанического бассейна (М.Д. Гесь)..... | |
| 3.3.1.2. Комплексы активных окраин Кыргызского континента..... | |
| Комплексы Северной окраины (Зондского типа) (А. Б. Бакиров) | |
| Комплексы Южной окраины (Андийского типа) (М. Д. Гесь)..... | |
| Средне-верхнекарбоновые интрузивные комплексы (М.Д. Гесь, С.Е. Сабельников)..... | |
| 3.3.1.3. Позднепалеозойский магматизм А-субдукции Туркестано-Алая (А.Б.Бакиров) | |
| 3.3.1.4. Метаморфические комплексы (А.Б.Бакиров) | |
| 3.3.1.4.1. Комплексы в каледонидах..... | |
| Кенкольский зональный метаморфический комплекс | |
| 3.3.1.4.2. Комплексы в герцинидах | |
| Кембельский зональный метаморфический комплекс | |
| Туркестанский зональный метаморфический комплекс..... | |
| Метаморфические комплексы зон Беньофа (К. С. Сакиев) | |
| 3.3.2. Коллизионные комплексы..... | |
| 3.3.2.1. Осадочные комплексы..... | |
| 3.3.2.1.1. Комплексы в каледонидах..... | |
| Комплексы Северного и Срединного Тянь-Шаня (Р.А.Максумова) | |
| Постамальгамационные комплексы, перекрывающие позднекаледонский Тянь-Шаньский ороген (М.Д. Гесь)..... | |
| 3.3.2.1.2. Комплексы в герцинидах | |
| Комплексы Северного Тянь-Шаня (Р.А.Максумова) | |
| Комплексы Срединного Тянь-Шаня (Р.А. Максумова) | |
| Комплексы Южного Тянь-Шаня (А.Б. Бакиров)..... | |
| 3.3.2.2. Интрузивные комплексы | |
| 3.3.2.2.1. Комплексы в каледонидах | |
| Раннеордовикский гранитоидный комплекс (М.Д.Гесь, С.Е.Сабельников)..... | |
| Постамальгамационные (коллизионные) «сшивающие» гранит-гранодиоритовые комплексы (М.Д. Гесь) | |
| 3.3.2.2.2. Комплексы в герцинидах (С.Е.Сабельников) | |
| Гранит-гранодиоритовый комплекс Южно-Тяньшанского коллизионного пояса (Р1): кичикалайский, туркестанский..... | |
| 3.3.2.3. Метаморфические комплексы (А.Б. Бакиров) | |
| 3.4. Комплексы тафрогенеза | |

| | |
|---|--|
| 3.4.1. Комплексы ранне-среднедевонского эпикаледонского тафрогенеза | |
| Осадочные комплексы (Р.А. Максумова)..... | |
| Девонские вулканно-плутонические серии (М.Д. Гесь)..... | |
| 3.4.2. Комплексы пермо-раннетриасового эпигерцинского тафрогенеза..... | |
| Осадочные комплексы (А.Б. Бакиров) | |
| Пермские вулканно-плутонические серии (М.Д.Гесь)..... | |
| Интрузивные комплексы (С.Е. Сабельников) | |
| Гранит-лейкогранитовые комплексы (С.Е.Сабельников)..... | |
| Внутриплитные комплексы гранит-рапакиви (С.Е. Сабельников) | |
| Щелочно-гранитные комплексы (Р-Т1) аляскитов (лейкогранитов) (С.Е. Сабельников) | |
| Комплексы щелочных и нефелиновых сиенитов (Р-Т1) (С.Е. Сабельников)..... | |
| 3.5. Рудоносные комплексы и минерагенез..... | |
| 3.5.1. Рудоносные комплексы внутриплитные и пассивных окраин континентов (Н.Т.Пак)..... | |
| 3.5.1.1. Рудоносные комплексы в каледонидах | |
| Рудоносные комплексы Иссык-Кульского палеоконтинента | |
| Рудоносные комплексы Нарынского палеоконтинента..... | |
| 3.5.1.2. Рудоносные комплексы в герцинидах | |
| Рудоносные комплексы Улан-Алайского микроконтинента | |
| Рудоносные комплексы Кыргызского палеоконтинента..... | |
| 3.5.2. Рудоносные рифтогенные комплексы (Н.Т.Пак)..... | |
| Рудоносные комплексы Туркестанского палеоокеана..... | |
| 3.5.3. Рудоносные комплексы островных дуг (Р.Д. Дженчураева)..... | |
| Рудоносные комплексы Сакского палеоокеана..... | |
| Рудоносные комплексы Туркестанского палеоокеана..... | |
| Рудоносные комплексы Ягнобского палеоокеана | |
| 3.5.4. Рудоносные комплексы активных окраин Кыргызского континента (Р.Д. Дженчураева) | |
| Рудоносные комплексы северной окраины зондского типа | |
| Рудоносные комплексы южной окраины андийского типа | |
| 3.5.5. Рудоносные комплексы зон коллизии (С3 – Р1) (Р.Д. Дженчураева) | |
| Рудоносные комплексы в каледонидах..... | |
| Рудоносные комплексы в герцинидах | |
| 3.5.6. Рудоносные комплексы тафрогенеза (Р.Д. Дженчураева) | |
| Рудоносные комплексы эпигерцинского тафрогенеза (Р ₂ -Т ₁)..... | |
| ГЛАВА IV. МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕГАЭТАП | |
| 4.1. СВК мезозойско-раннекайнозойского платформенного этапа (И.А. Мезгин) | |
| 4.1.1. Ранняя стадия платформенного этапа (Т3-К1)..... | |
| 4.1.2. Поздняя стадия платформенного этапа (К2-Е2) | |

| | |
|---|-----|
| 4.1.3. Мезозойско-кайнозойский магматизм | |
| 4.2. Структурно-вещественные комплексы кайнозойской орогенной обстановки внутриплитного сжатия (E3-Q). (И.А. Мезгин) | |
| 4.3. Минерагения мезозойско-кайнозойских платформенных обстановок (И.А. Мезгин) | |
| 4.3.1. Минерагения ранней платформенной стадии | |
| 4.3.2. Минерагения поздней стадии мезозойско-раннекайнозойского платформенного этапа (K2-E2)..... | |
| 4.3.3. Минерагения магматических пород мезозойско-кайнозойского платформенного этапа | |
| 4.4. Минерагения кайнозойского орогенного этапа (внутриплитного сжатия) (И.А. Мезгин)..... | |
| 4.4.1. Минерагения ранней стадии орогенного этапа | |
| 4.4.2. Минерагения поздней стадии орогенного этапа (N2-Q1) | |
| 4.5. Глубинное строение и новейшая геодинамика Тянь-Шаня (А.Б. Бакиров)..... | |
| 4.6. Геотермическая энергия Тянь-Шаня и возможности практического её использования (А.Б. Бакиров) | |
| ГЛАВА V. СТАНОВЛЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МИНЕРАГЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ..... | |
| 5.1. Эволюция геодинамики и металлогении (А.Б. Бакиров) | |
| 5.2. Перспективы минерального сырья (Р.Д. Дженчураева, А.Б.Бакиров)..... | 254 |
| ГЛАВА VI. ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА КОМПЛЕКСОВ (В. В. Киселев) | |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ (А.Б. Бакиров)..... | |
| ЛИТЕРАТУРА | |

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе сделано обобщение имеющегося геологического материала по Тянь-Шаню, начиная с архея по четвертичный период включительно, в основном по территории Кыргызстана. Все предыдущие обобщения по геологии региона проводились более полувека тому назад, и в качестве теоретической основы тогда были приняты представления о геосинклиналях, которые в настоящее время имеют лишь историческое значение. Основным руководящим постулатом при выполнении работ по этой книге стала теория тектоники литосферных плит.

Геологические комплексы представлены не в исторической последовательности как обычно, а по геодинамическим условиям времени их формирования. Одинаковые геодинамические условия в разных тектонических областях, в каледонидах и герцинидах имели место в разное время. В связи с чем в одной главе описаны комплексы разных уровней, разного времени формирования. Комплексы разных времен обозначены заметками «каледонид» и «герцинид».

Авторский коллектив книги представлен специалистами разных отраслей геологии, и не все в одинаковой степени признают парадигму плитной тектоники, что отражено в характере изложения соответствующего материала. Стремление выдержать монографический характер книги привело к представлению материала так, что авторы разделов оказались в разных частях книги.

На согласование представлений разных авторов ушло много сил и времени, и работа по подготовке монографии сильно затянулась. Некоторые новые данные, появившиеся в последние годы, авторами остались, к сожалению, не использованными.

Несколько инородным представляется последняя глава, в которую вошли материалы по абсолютной геохронологии, полученные в основном в Институте геологии НАН КР, и где отражены особые взгляды автора на геологическое развитие региона. Она отличается также более детальным изложением методики исследования. Материал главы демонстрирует наличие разных точек зрения на характер геологической эволюции Тянь-Шаня и может быть использован при обработке геодинамических построений.

В отдельных случаях в квадратных скобках приведены вводные тексты, комментарии и добавления ответственного редактора.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ГРП – геологоразведочная партия

РЗЭ – редкоземельные элементы

РК – рудный комплекс

РЗ – рудная зона

РФ – рудная формация

СВК – структурно-вещественный комплекс

СОХ – срединный океанический хребет

Минералы:

акт – актинолит

альб, аб – альбит

би – биотит

гл – глаукофан

гр – гранат

карб – карбонат

кв – кварц

корд – кордиерит

коэ – коэсит

кпш – калиевый полевой шпат

мгнт – магнетит

му – мусковит

олиг – олигоклаз

омф – омфацит

пир – пироксен

пл – плагиоклаз

прен – пренит

ставр – ставролит

стил – стильномелан

турм – турмалин

фен – фенгит

хиас – хиастолит

халц – халцедон

хл – хлорит

цо – цоизит

эп – эпидот

ВВЕДЕНИЕ

Главная цель настоящей книги – подвести итоги исследований последних 35–40 лет и показать геодинамическую эволюцию литосферы и оруденения Тянь-Шаня. Необходимость постановки такой цели появилась в связи со следующим обстоятельством.

После публикации крупных обобщений по геологии Кыргызстана – монографий «Геология СССР. Том 25. Киргизская ССР» (1972 г.) прошло более 40 лет, а «Стратифицированные и интрузивные комплексы Киргизии» (1982 г.) – более 30 лет. С тех пор произошел крупный перелом в представлениях о геологии вообще, появилась новая парадигма в науках о Земле, на смену геосинклинальной теории пришла теория тектоники литосферных плит. На основе новых представлений возникли новые методы исследований, собран новый фактический материал по геологии Тянь-Шаня. Получены новые данные по возрасту многих геологических тел, выявлены и описаны геологические комплексы – показатели геодинамических обстановок, среди которых встречаются почти все разновидности, встречаемые на современном этапе развития планеты. Для многих геологических формаций по-новому дана интерпретация, исходя из современных теоретических концепций. Выделены, описаны и откартированы на разных стратиграфических уровнях олистостромы и различные виды тектонических меланжей, новые, ранее не известные тектонические покровы, шарьяжи и сдвиговые перемещения. Выявлены и детально исследованы метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений: фаций глаукофановых сланцев, эклогитовой, а также коэситовых и алмазных эклогитов. Получены новые геофизические (сейсмотомографические, гравиметрические, магнитотеллурические, геотермические) данные, которые служили ценными источниками информации о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Все эти данные получили геологическую интерпретацию, заняли свои места в цепи геологических событий в истории становления литосферы Тянь-Шаня и существенно изменили и наши представления о геологическом строении и об эволюции региона.

Получены новые данные по геологии и условиям образования многих рудных и нерудных полезных ископаемых, появились совершенно новые представления о металлогении региона, основанные на теории литосферных плит. Развивается идея о формировании крупных и сверхкрупных месторождений (месторождений-гигантов), открытия которых по геологическим и металлогеническим особенностям региона весьма возможны в пределах Кыргызстана.

В результате создана новая модель эволюции литосферы и рудообразования, основанной на теории тектоники литосферных плит. Она будет служить основой прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых как традиционных (золота, ртути, сурьмы, олова, вольфрама, меди, висмута и др.), так и не традиционных (платины, драгоценных камней, графита и др.) для Кыргызстана.

История становления представления о строении и об эволюции литосферы территории Кыргызстана обстоятельно рассмотрена в вышеназванных монографиях.

Представления об эволюции литосферы региона сложились в течение многих лет и в основном базировались на фиксистской теории о геосинклиналях. Они берут начало от Д.И. Наливкина, В.А. Николаева и продолжались исследованиями С.С. Шульца, В.Н. Огнева, Д.П. Резвого, Н.М. Сеницына, В.Г. Королева, В.И. Кнауфа, Е.И. Зубцова, К.Д. Помазкова, Т.А. Додоновой, А.Е. Довжикова, О.К. Чедия, В.В. Киселева, И.Садыбакасова, К. Сагындыкова. Фиксистской же была так называемая «ядерная теория» В.И.Попова. Исключения составляли работы Д.И. Мушкетова, Ю.С. Поршнякова, В.С. Буртмана, Е.В. Христова, которые считали, что структуры Тянь-Шаня формировались в процессе горизонтальных движений земной коры. К их числу относились и отдельные работы А.Б. Бакирова.

Первые исследования, основанные на теории литосферных плит, на территории Кыргызстана появились в 70-е и 80-е годы (Буртман, 1976; Куреньков, 1983) прошлого столетия. В 1980 и 1984 гг. во время международных экскурсий по Тянь-Шаню А.Б. Бакиров и В.С. Буртман демонстрировали геологические объекты с точки зрения теории тектоники литосферных плит. Первая геодинамическая карта Кыргызстана в масштабе 1:2500 000, составленная А.Б. Бакировым, М.Д. Гесем и Е.В. Христовым, опубликована в составе «Геодинамической карты СССР и смежных акваторий» (1988 г.). Она заложила основы геологической картографии территории Кыргызской Республики. Позже составлена более детальная Геодинамическая карта Киргизской ССР в масштабе 1:500 000 (Бакиров, Гесь, Максумова, Христов, 1990). В 1995 г. появилась такая же карта в Госкомгеологии (Государственное агентство по геологии и минеральным ресурсам при Правительстве Кыргызской Республики) под авторством Т.С.Замалетдинова. В составлении этой карты по договору участвовали также и геологи Института гео-

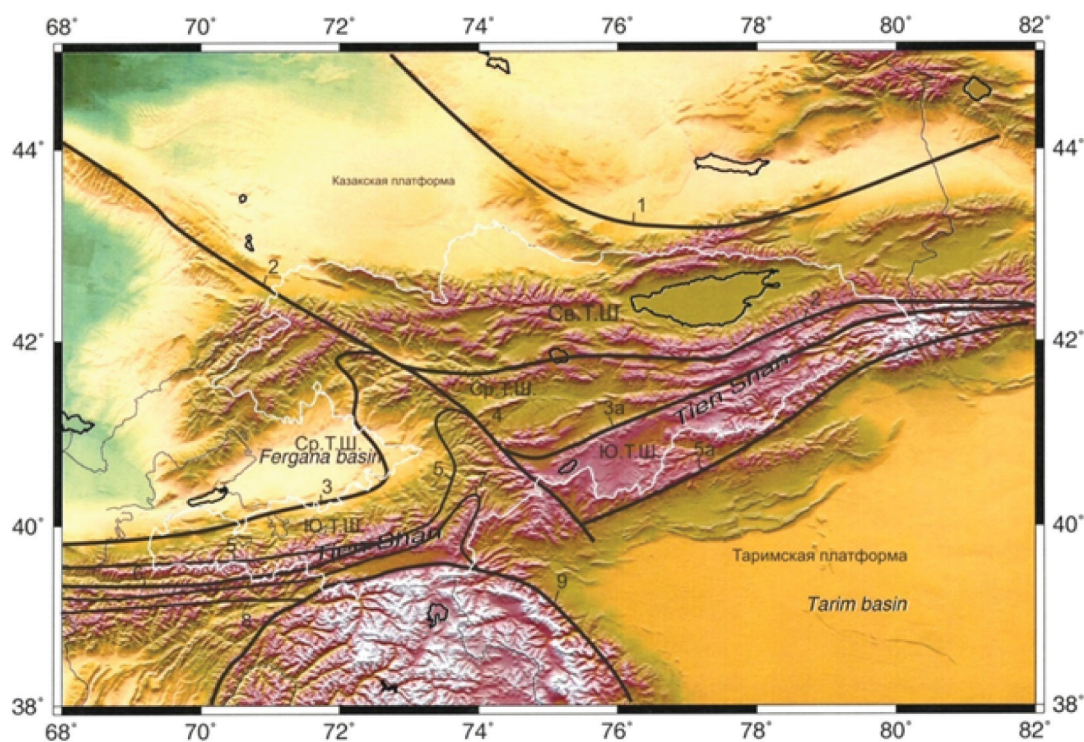


Рис.2. Важнейшие структурные единицы Тянь-Шаня.

Св.Т.Ш., Ср.Т.Ш., Ю.Т.Ш. соответственно Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань.

Региональные разломы и шовные зоны: 1 – Илийская шовная зона, сутурная линия Илийского палеоокеанического бассейна; 2 – Каратау-Терской разлом («Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня», или «Линия Николаева», сутурная линия Сакского палеоокеанического бассейна); 3 – Центрально-Тяньшаньский разлом (Сутура Туркестанского палеоокеанического бассейна); 4 – Таласо-Ферганский правый сдвиг; 5 – Центрально-Туркестанский и Кипчакский (5а) разломы; 6 – Зеравшанский разлом; 7 – Ягнобская шовная зона, сутурная линия одноименного палеоокеана; 8 – Гиссарский разлом; 9 – Северо-Памирский (Заалайский) надвиг.

(срединно-океанические хребты, островодужные системы, задуговые бассейны, активные и пассивные окраины континентов, рифтогенные структуры, внутриплитные обстановки др.) также отражены в определенном наборе структурно-вещественных комплексов осадочного и метаморфического генезиса и характере рудообразования, наборе полезных ископаемых. Таким образом, под СВК в работе понимается набор (ряд) геологических формаций, характерный для определенной геодинамической обстановки.

Установлено большое количество СВК разных стратиграфических уровней от архея по кайнозой, разного состава (осадочных, магматических, метаморфических) и разных геодинамических обстановок. Группировка их производилась как бы в двух координатах: истории становления литосферы и геодинамических условий формирования.

В истории становления литосферы региона выделены четыре мегаэтапа, которым соответствовали свои мегакомплексы. Они резко отличаются друг от друга составом и геодинамическими условиями их образования. Внутри мегаэтапов (мегакомплексов) выделяются этапы (тектонические комплексы) и стадии (тектонические этажи). В отдельных случаях могут быть выделены более мелкие подразделения.

СВК каждой стадии сгруппированы по геодинамическим условиям, так сказать, геодинамической координате. Здесь выделены: I – комплексы внутриплитные и пассивных окраин континента, II – комплексы дивергентных границ плит и III – комплексы конвергентных границ плит. Среди последних обособлены III.1 – комплексы субдукционных обстановок и III.2 – коллизионных или аккреционных континентальных блоков. Особо выделены IV – комплексы постколлизионного рифтогенеза.

А. Архей-раннепротерозойский мегаэтап (архей-нижнепротерозойский мегакомплекс) характеризуется комплексами, образованными как в океанической, так и в континентальной обстановках со всеми переходными между ними условиями. Комплексы океанической обстановки (офиолиты) испытали наложенные деформацию, метаморфизм и инъекционную мигматизацию. Наряду с ними присутствуют комплексы, сложенные карбонатами, кварцитами и различными метапелитами (гнейсами

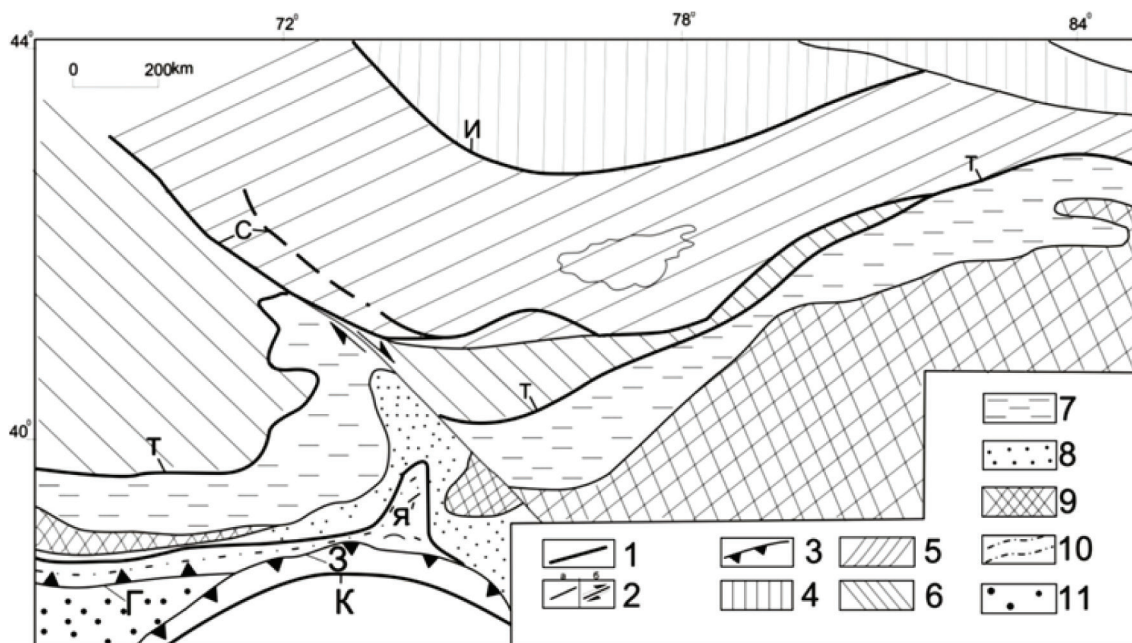


Рис. 3. Важнейшие раннепалеозойские структурные элементы региона:
 1 – сутурные линии палеоокеанических бассейнов (И – Илийского, С – Сакского, Т – Туркестанского, Я – Ягнобского, К – Куньлуньского), 2 – региональные разломы: а – без определения кинематики и б – сдвиги; 3 – позднепалеозойский и кайнозойский глубинные надвиги (Г – Гиссарский, З – Заалайский);
 4 – 10 раннепалеозойские континенты: 4 – Балхашский; 5 – Иссыккульский; 6 – Нарынский; 7 – складчато-надвиговые комплексы Туркестанского океанического бассейна и внутриокеанического Алайско-Уланского континентального блока; 8–9 – Таримский (8 – комплексы склона и шельфа автохтона; 9 – внутриплитные комплексы); 10 – комплексы Ягнобского океанического бассейна; 11 – комплексы Каракумского (Каракумо-Цайдамского) континента.

и кристаллическими сланцами), которые образовались в пределах континентальной коры. Мегаэтап включает в себя образования более одного тектонического цикла, каждый из которых содержит горные породы океанической и континентальной обстановок.

Б. Протерозойский континентальный мегаэтап (мегакомплекс) отличается отсутствием комплексов океанической обстановки. В целом в течение мегаэтапа господствовала континентальная обстановка. Образовались внутриконтинентальные терригенные и карбонатные комплексы с горизонтами кварцитов. Однако наряду с ними происходили два этапа рифтогенеза с соответствующими магматизмом и осадочными образованиями и один этап внутриконтинентального тангенциального сжатия коры. Последний выражен в складкообразовании, во внедрении гранитного магматизма и в проявлении зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

В. Позднепротеройско-палеозойский океаническо-континентальный мегаэтап (мегакомплекс) характеризуется одновременным присутствием как океанических, так и континентальных обстановок со всеми переходными условиями между ними. СВК этого мегаэтапа (мегакомплекса) слагают основную часть геологических тел территории Кыргызстана и наиболее хорошо исследованы. Они весьма разнообразны и представлены почти всеми известными в мире видами геодинамических обстановок.

По времени закрытия палеоокеанов внутри мегаэтапа выделяются два крупных этапа: В.1. Раннепалеозойский этап, характеризуется наиболее сложным строением палеотектонической обстановки (рис. 3). В это время существовали с севера на юг Илийский, Сакский, Туркестанский, Ягнобский и Куньлуньский палеоокеаны. К северу от Илийского палеоокеана располагался Балхашский, между Илийским и Сакским – Иссыккульский, между Сакским и Туркестанским – Нарынский, между Туркестанским и Ягнобским – Таримский, между Ягнобским и Куньлуньским – Каракумо-Цайдамский (?) палеоконтиненты. В каледонскую эпоху произошло закрытие Илийского, Сакского палеоокеанов, что привело к образованию Кыргызского (Кыргызско-Казахского) палеоконтинента.

В.2. Позднепалеозойской этап. К концу раннего палеозоя были закрыты Илийский и Сакский палеоокеаны. Балхашский, Иссыккульский и Нарынский палеоконтиненты, объединившись, образовали

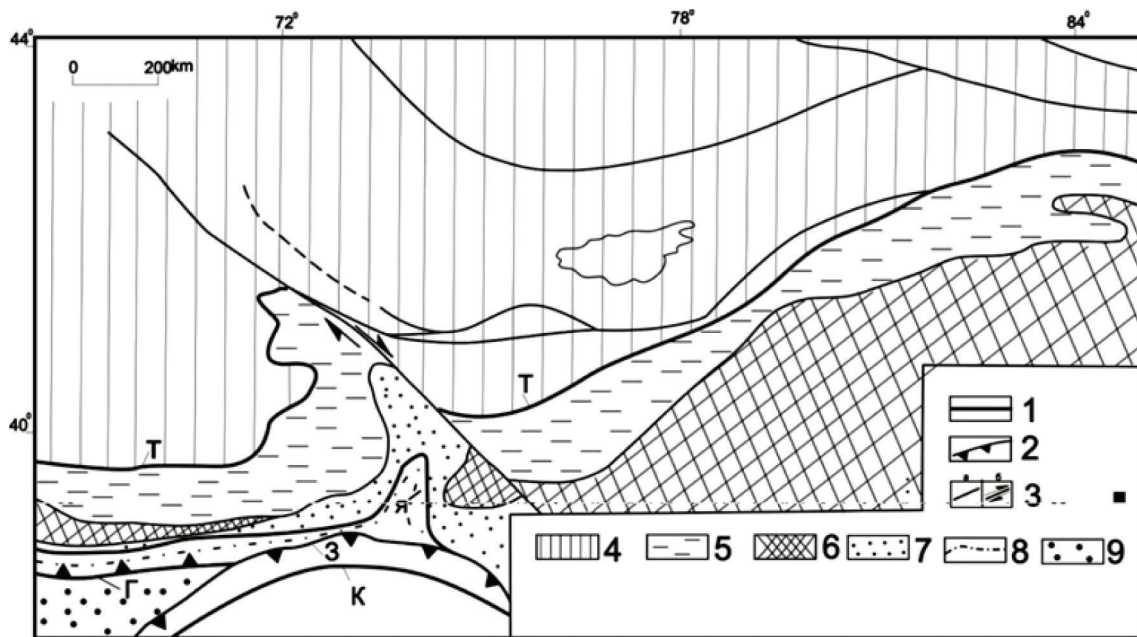


Рис. 4. Важнейшие позднепалеозойские структурные элементы региона:

1 – сутурные линии палеоокеанических бассейнов (Д – Джунгарского, остальные те же, что на рис. 3); 2–3 – те же позднепалеозойские и кайнозойские разрывные нарушения, что на рис. 3; 4 – Кыргызский палеоконтинент; 5–9 – соответствуют тем же обозначениям, что на рис. 3

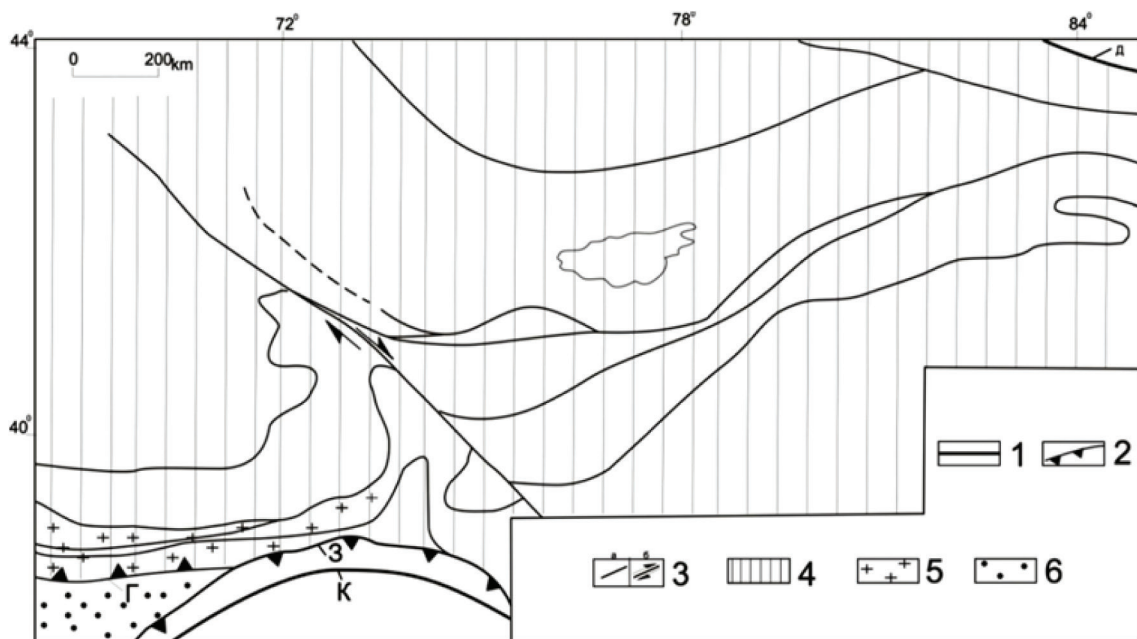


Рис. 5. Важнейшие структурные единицы региона в конце палеозоя:

1 – сутурная линия палеоокеана (К – Куньлуньского); 2–3 – те же, что на рис. 3; 4 – Тянь-Шаньский (Тяньшано-Таримский) палеоконтинент; 5 – области развития пермского субдукционного магматизма; 6 – Каракумский континент

единый Кыргызский (называют также Кыргызско-Казахским) палеоконтинент. Он ограничивался с северо-востока Джунгарским (называют также Джунгаро-Балхашским) и на юге Туркестанским палеоокеанами (рис. 4).

Джунгарский палеоокеан располагается далеко за пределами рассматриваемого региона, однако комплексы окраинно-материковых субдукционных процессов, связанных с ним, проявлены в пределах Заилийского, Кыргызского и Кунгейского хребтов. Южнее Кыргызского континента продолжали функционировать Туркестанский, Ягнобский и Куньлуньский палеоокеаны. Фрагменты комплексов задугового бассейна, связанного с Куньлуньским палеоокеаном, выходят в пределах Северного Памира. Между Ягнобским и Куньлуньским палеоокеанами располагался Каракумский (Каракумско-Цай-

дамский) палеоконтинент. На самом юге западной части Тянь-Шаня внутри последнего в карбоне возник Гиссарский кратковременный палеорифт с океанической корой.

В конце палеозоя были закрыты Туркестанский и Ягнобский палеоокеаны. Оставался функционировать Куньлуньский, Кыргызский, Таримский и Каракумский континенты, объединившись, образовали единый континент, названный нами Тянь-Шаньским. В самом конце палеозоя, ранней перми, все палеоструктуры на территории Тянь-Шаня и Тарима объединились, образуя единый палеоконтинент. Однако в западной части Тянь-Шаня, в осевой части хребтов Туркестано-Алая, формировались гранитные и щелочные интрузивные массивы субдукционного происхождения. По-видимому, они были связаны с поддвижением (континентальной субдукцией) Каракумского палеоконтинента (рис. 5) под Тянь-Шаньский палеоконтинент.

Так в конце палеозоя формировались варисциды, и вся территория Тянь-Шаня и Памира стала частью обширного Лавразийского суперконтинента.

Г. Мезозой-кайнозойский континентальный мегаэтап характеризуется отсутствием на территории Кыргызстана комплексов океанической обстановки. Он представлен комплексами только континентальных обстановок. Внутри мегаэтапа выделяются два крупных этапа: Г.1. – мезозойско-раннекайнозойский внутриплитный платформенный и Г.2. – кайнозойский внутриплитный орогенический.

Геологическое строение и геодинамическая эволюция региона позволили сделать определенные выводы по общим вопросам тектоники и геодинамики, что отражено в последних главах книги.

ГЛАВА I. АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕГАЭТАП

В составе мегакомплекса этого мегаэтапа встречаются породы всех типов: осадочных, магматических и метаморфических. Однако все они испытали интенсивный региональный метаморфизм в различных фациальных условиях. Поэтому рассмотрение их приведено в составе единого метаморфического комплекса. Отдельно выделен лишь интрузивный гранитный магматизм в силу хорошей сохранности состава и структур составляющих пород.

1.1. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Архей и нижний протерозой условно выделялись в Тянь-Шане давно, еще в первой половине XX столетия, на основе сопоставления с аналогами в соседних регионах и высокой степени метаморфизма пород (Белькова, 1978; Белькова, Огнев, 1964; Киселев, Апаяров, и др., 1993; Николаев, 1939; Пейве, 1948). Позже появились даты изотопной геохронологии (Бакиров, 1978; Бакиров, 1984; Киселев, Королев, 1972). Эти образования обычно объединялись в комплексы пород так называемого «гнейсового фундамента Тянь-Шаня» и рассматривались как единое целое, без внутреннего расчленения по условиям формирования.

В результате многолетних геолого-петрологических и геохимических исследований нижнего докембрия Тянь-Шаня выделены различные комплексы, установлены геодинамические условия их образования как до, так и во время регионального метаморфизма, выявлены их структурные взаимоотношения. Рассмотрим результаты этих исследований.

Выходы архея – нижнего протерозоя в Тянь-Шане, в пределах территории Кыргызстана, встречаются в ряде мест (рис. 1.1) в виде тектонических блоков, чешуй и пластин. Наиболее крупные из них известны под названием актюзской, кеминской серий в Заилийском Ала-Тоо (1), акджонской серии (выделена из киргизской) в западной части Киргизского хребта (3), каракаманской серии на южном склоне Терской хребта (5), свиты Куйлю (6) в Сарыджазском хребте восточной части Срединного Тянь-Шаня, свиты Каргыш в Тахталыкской гряде (8) и кассанской серии в Чаткальском хребте (7). Кроме того, без специальных стратиграфических названий к этому уровню относятся выходы гнейсов в Кунгейском (2), Суусамырском (4) хребтах и других местах.

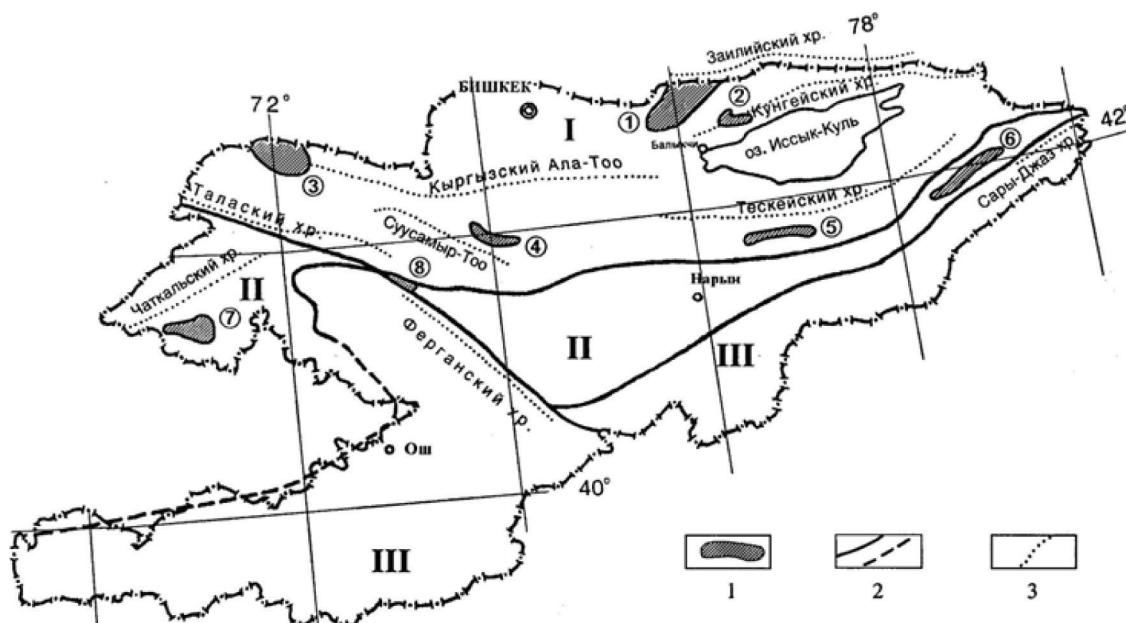


Рис. 1.1. Схема распространения нижнего докембрия Кыргызстана:

- 1 – районы развития архея-нижнего протерозоя. Цифрами в кружках обозначены: 1) Зайлийский, 2) Кунгейский, 3) Макбальский, 4) Суусамырский, 5) Карагоманский, 6) Сарыджазский, 7) Чаткальский, 8) Каргышский; 2 – главные разломы Тянь-Шаня; 3 – оси хребтов: Римскими цифрами обозначены: I – Северный Тянь-Шань, II – Срединный Тянь-Шань, III – Южный Тянь-Шань

Архей в этом регионе остается проблематичным, но наличие его ощущается по ряду признаков. По циркону из амфибол-биотитовых гнейсов свиты Куйлю (6) в восточной части Срединного Тянь-Шаня U-Pb методом определена дата 2616 ± 3 млн. лет (Киселев, Королев, 1972), по циркону из биотитовых гнейсов актюзской свиты (1) α -Pb методом А.А. Краснобаевым (г. Екатеринбург) определена дата 2780 ± 300 млн. лет, а из субстрата мигматитов кеминской серии 2550 ± 250 млн. лет (Бакиров, 1978; Бакиров, Королев, 1979). Однако этот метод в настоящее время считается малодостоверным. В Чаткальском хребте (7) ниже образований нижнего протерозоя с возрастом 1920 ± 20 млн. лет (Бакиров, Киселев и др., 1996) выходят метаморфиты, которые разделены крупным несогласием и этапом интенсивной деформации и регионального метаморфизма, отвечающим рангу границы «метаморфизованный фундамент – платформенный чехол» (см. ниже). Возможно, что эти метаморфиты являются архейскими.

Нижний протерозой в Тянь-Шане обоснован лучше. В лаборатории изотопной геологии Института геологии НАН КР В.В. Киселевым по циркону U-Pb методом получен ряд дат (Киселев, Королев, 1972): из субстрата мигматитов кокбулакской свиты в Заилийском хребте (1) 2200 ± 50 млн. лет, из гранитоидов канжайляуского массива, прорывающего нельдинскую свиту в западной части Киргизского хребта (3) – 2160 ± 50 , из гнейсов свиты Куйлю (6) восточной части Срединного Тянь-Шаня – 1926 ± 50 , из мигматитов семизсайской свиты в Чаткальском хребте (7) 1920 ± 20 млн. лет.

В большинстве случаев эти геологические тела испытали многократный региональный метаморфизм (до шести–семи этапов) и тектоническое смешивание в условиях пластического течения масс. В результате этого они практически нерасчленимы. Только в Заилийском и Чаткальском хребтах можно наблюдать определенную стратифицированность толщ и определить их первичную геодинамическую природу. Поэтому, основное внимание здесь уделено выходам пород в этих районах. Они хорошо дополняют друг друга, образуя структурный единый ансамбль геодинамических комплексов одного законченного цикла Вильсона. В Чаткальском хребте выходят комплексы нижней части ансамбля, а в Заилийском Ала-Тоо – верхней его части.

Нижний докембрий Чаткальского хребта

В Чаткальском хребте нижний докембрий входит в состав так называемой кассанской метаморфической серии (рис.1.2). В составе последней выделены четыре свиты (снизу вверх): шалдырская, терексайская, семизсайская и иштанбердинская. Последняя относится к более молодым образованиям (верхнему докембрию?). Нижние три – к архею и нижнему протерозою, основанием чего является датирование мигматитов семизсайской свиты уран-свинцовым методом 1920 ± 20 млн. лет (Бакиров, Киселев и др., 1996). Взаимоотношение этих толщ можно представить в следующем виде:

| | |
|--|------------------------------|
| PR ₃ (?) | Иштанбердинская свита |
| PR ₁ (1920±20 млн. лет) | Семизсайская свита |
| | Тектонический контакт |
| | Терексайская свита |
| AR(?) | Шалдырская свита |

Шалдырская свита слагает видимое основание разреза. В качестве самостоятельной свиты она выделена А.Б. Бакировым в 1983 году, ранее она рассматривалась в составе терексайской. Свита обнажается в ядре антиклинали в районе р. Шалдыр (рис. 1.3). Сложена она гнейсами, амфиболитами, мигматитами и диафторированными кристаллическими сланцами. Встречаются калишпатовые и плагиоклазовые разности. В результате наложенного диафтореза гнейсы часто переходят в сланцы.

Гнейсы представлены серыми и светло-серыми с розовым оттенком полосчатыми породами, которые образуют небольшие линзы и блоки. Их размеры колеблются в широких пределах: от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике.

Кристаллические сланцы представлены биотит-мусковит-плагиоклаз-кварцевыми, хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевыми, мусковит-плагиоклаз-кварцевыми и гранат-слюдяными разностями. В сланцах встречаются реликты гнейсовой и мигматитовой текстур. Они образуют пластообразные тела, смятые в изоклинные складки.

Сланцы и гнейсы относятся к метапелитовым разностям шалдырской свиты и слагают около 60 % её объема. Главными породообразующими минералами в них являются кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, мусковит, гранат.

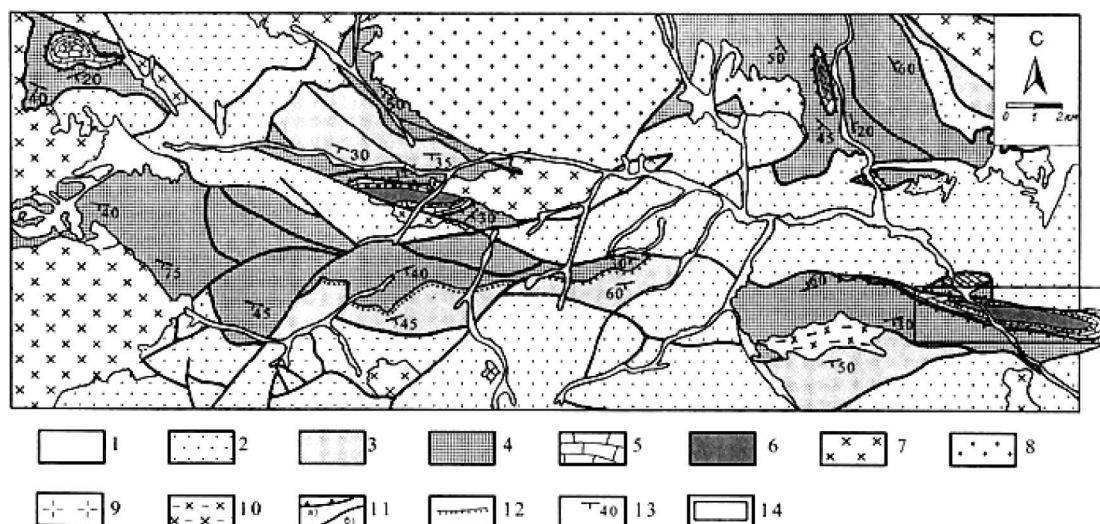


Рис. 1.2. Геологическая карта нижнего докембрия Чаткальского хребта.

1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские отложения; 3-6 – докембрийские образования: 3 – иштанбердинская свита; 4 – семизсайская свита; 5- терексайская свита; 6 – шалдырская свита. 7-10 – гранитоиды: 7 – верхнего палеозоя; 8 – нижнего палеозоя; 9 – позднего рифея; 10 – нижнего протерозоя; 11 – тектонические контакты: а) надвиги, б) прочие; 12 – стратиграфические трансгрессивные контакты; 13 – элементы залегания; 14 – район Шалдырской антиклинали, показанный на рис. 3

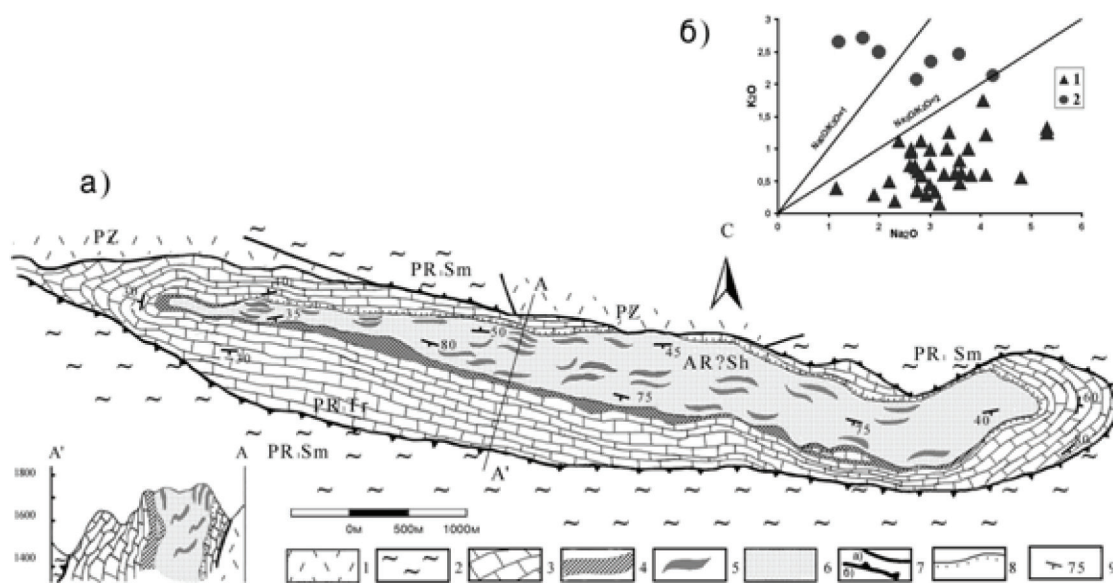


Рис. 1.3. Характер взаимоотношений раннедокембрийских комплексов в районе Шалдырской антиклинали:

а) Геологические взаимоотношения. 1 – палеозойские отложения; 2 – семизсайская свита; 3 – терексайская свита; 4-6 – шалдырская свита: 4 – амфиболиты второго типа; 5 – линзы амфиболитов первого типа; 6 – гнейсовые и сланцевые породы; 7 – тектонические контакты: а) крутые, б) надвиги; 8 – стратиграфические трансгрессивные контакты; 9 – элементы залегания; б) Соотношения K_2O-Na_2O в амфиболитах первого (1) и второго (2) типов

В составе свиты встречаются также пластообразные и линзообразные тела метабазитов, представленные амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, биотитовыми разностями и тальк-актинолитовыми породами. Амфиболиты имеют средне- и крупнокристаллическую структуру, цвет может быть темно-зеленого до черного. Среди гранатовых амфиболитов в виде реликтов зафиксировано несколько случаев эклогитоподобных ассоциаций. Порода характеризуется четкой друзитовой структурой, свидетельствующей о прогрессивной эклогитизации пород. Тальк-актинолитовые породы образуют самостоятельные линзы и прослои среди сланцев, обладают крупнокристаллической, порфиробластовой структурой.

По форме залегания в шалдырской свите выделяются два типа амфиболитов (рис. 1.36). Первый из них образует линзовидные тела, которые как бы плавают среди метапелитов. Форма тел обусловлена их деформацией, разлинзованием и будинированием. Размеры линз различные: мощность их составляет от 1–2 м до 30 м, а протяженность – от 5–10 м до 50–100 м. Этот тип амфиболитов локализуется только внутри шалдырской свиты. Породы имеют зеленоватый оттенок, в них установлены реликты эклогитоподобных пород. Второй тип амфиболитов образует пластообразные, силлоподобные тела. Между пластами разных уровней встречаются соединительные каналы. Этот тип пород переходит также в вышележащую терексайскую свиту. Явно выраженных признаков разлинзования или будинирования в них не наблюдается. Мощность отдельных пластообразных тел колеблется от 3–5 м до 50 м, а протяженность – до 100–500 м.

Видимая мощность шалдырской свиты – более 200 м. Низы ее не выходят, а вверху с затушеванным в результате деформации и метаморфизма несогласием перекрывается мраморами терексайской свиты.

Терексайская свита обнажается в ядрах антиклинальных структур в районе перевала Чапчама, междуречья Иштанберды Южная – Кассан-Сай, Терексайского рудника и р.Шалдыр. Впервые она выделена Л. Турбиным (1962), назвавшим ее терекской. Свита сложена массивными мраморами, среди которых встречаются редкие прослои и линзы кварцитов, содержащих окатанный циркон и графитистое вещество. По-видимому, кварциты образовались в результате метаморфизма кварцевых песчаников. В качестве чужеродного тела в строении свиты участвуют пластообразные образования гранатовых амфиболитов, образованных за счет силл диабазов, которые секут как шалдырскую, так и терексайскую свиты.

Терексайская свита резко обособляется от нижележащей шалдырской свиты, отделяясь, по-видимому, крупным этапом тектогенеза и размыва (рис. 1.3а). Во-первых, шалдырская свита сложена породами, характер взаимоотношения которых свидетельствует о подвижной тектонической обстановке, терексайская же свита представлена породами тектонического покоя. Во-вторых, наличие двух типов амфиболитов: I) разлинзованных и будинированных, встречающихся только в шалдырской свите и II) с силлоподобной формой тел, образовавшихся за счет диабазов и встречающихся в обеих свитах, свидетельствуют о том, что еще до внедрения диабазов амфиболиты первого типа уже испытали деформацию и метаморфизм. Амфиболиты II типа резко отличаются от аналогов I типа высокой калиевостью (рис. 1.3б). По-видимому, оно связано с тем, что основные магмы, за счет которых они образовались, внедрялись во внутриконтинентальной обстановке, что хорошо согласуется с силлоподобной формой их залегания. Амфиболиты же I типа, по-видимому, образовались за счет толеитовых базальтов, излившихся в океанической и островодужной обстановках.

Следовательно, взаимоотношение между шалдырской и терексайской свитами примерно такое, как между интенсивно дислоцированным консолидированным гнейсовым фундаментом платформы и пологолежащим осадочным ее покровом, т.е. на их границу приходится крупное тектоническое преобразование.

Верхний контакт терексайской свиты с семизсайской всюду тектонический, что выражено в интенсивном расщеплении и образовании на отдельных его участках брекчиевидных пород. Нередко он «залечен» новообразованными линзовидно-пластообразными телами перекристаллизованных джаспероидов. Последние состоят из кварца, карбонатов, гидроокислов железа и других минералов, часто содержат рудную минерализацию и имеют преимущественно брекчиевидную структуру. Видимая мощность терексайской свиты достигает 600 м.

Семизсайская свита образует широкие выходы в пределах долины реки Кассан-Сай и ее притоков. Свита характеризуется пестрым составом слагающих ее пород. Первоначально, по-видимому, она полностью состояла из магматических пород офиолитового комплекса основного и ультраосновного состава, но под действием метаморфических и магматических процессов они были преобразованы в амфиболиты, сланцы и мигматиты. Среди магматических пород большую роль играют габбро-амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы. В подчиненном количестве встречаются пироксениты, перидотиты, а также образованные за счет магматических пород гранатовые амфиболиты, горнблендиты, серпентиниты, листвениты.

Ультрабазиты и базиты семизсайской свиты различными авторами выделялись в самостоятельные комплексы. Так Т.А. Додонова и Е.Н. Горецкая (1972) выделяли перидотит-пироксенитовую (?) формацию и включали в нее мелкие тела пироксенитов, серпентинитов и апосерпентинитовых лиственитов

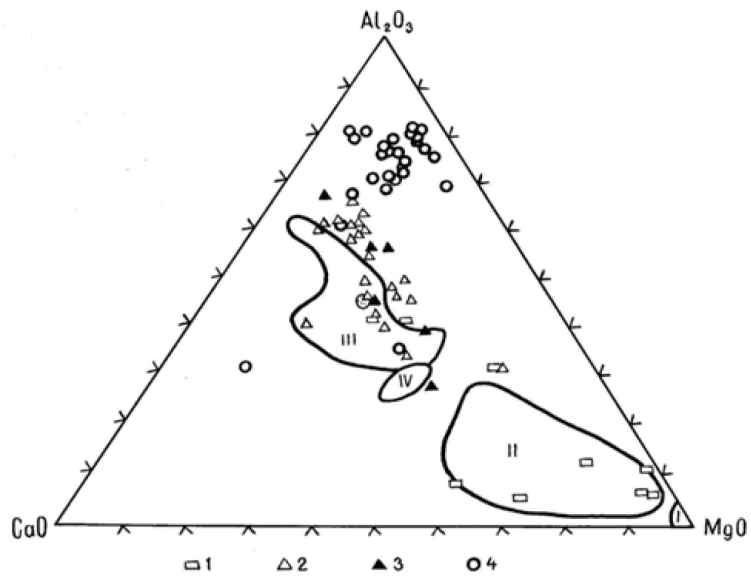


Рис. 1.4. Расположение состава пород семиз-ясайской свиты на диаграмме Al_2O_3 -MgO-CaO: 1 – ультрабазиты; 2 – амфиболиты; 3 – метагаббро; 4 – метаморфические сланцы. I – перидотиты; II – ультраосновные кумуляты; III – основные кумуляты; IV – коматииты.

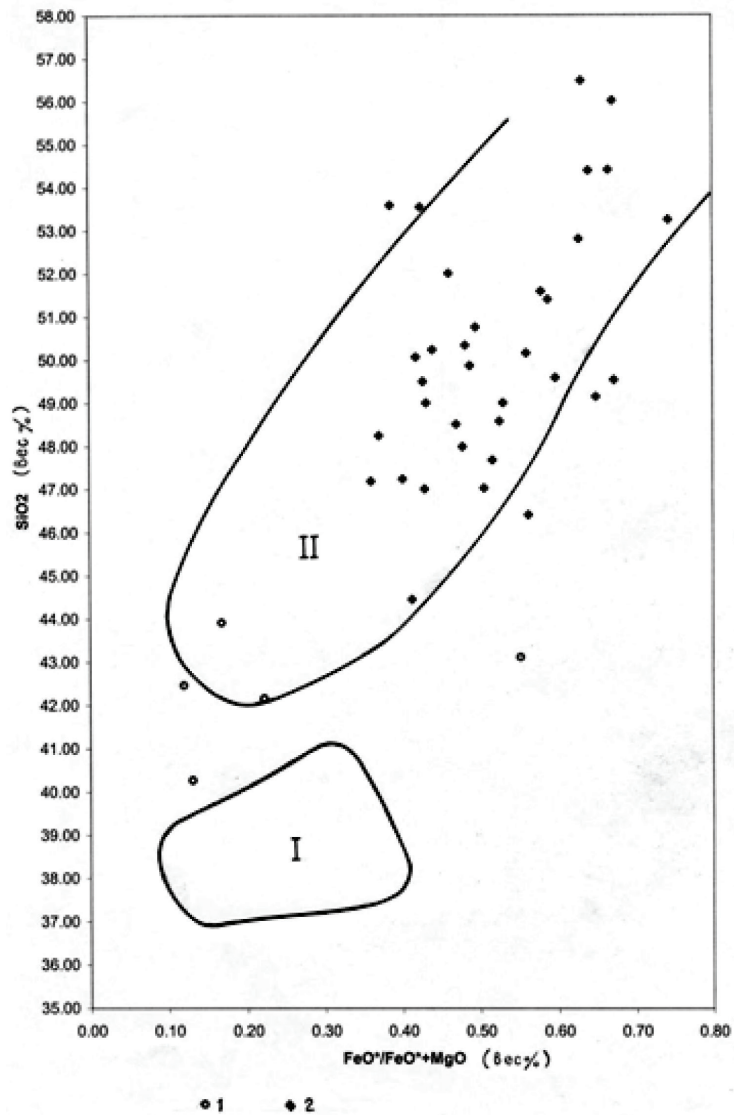


Рис. 1.5. Расположение состава пород семизсайской свиты на диаграмме SiO_2 - FeO^*/FeO^*+MgO (в вес.%): 1 – ультрабазиты, 2 – метагаббро, I – ультраосновные кумуляты, II – основные кумуляты

семизсайской свиты. Тела и горизонты амфиболитов, диоритов, диорито-гнейсов семизсайской свиты были объединены вместе с интрузивом диорито-гнейсов в верховьях р. Семиз-Сай в сууктепинский диорито-гнейсовый комплекс.

На треугольной диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (по Колману, 1979) основные и ультраосновные породы семизсайской свиты охватываются полем ультраосновных кумулятов офиолитовых комплексов (рис. 1.4). Здесь габброиды занимают вытянутое поле. Расположение области фигуративных точек пород позволяет полагать, что расплав, из которого они кристаллизовались, на ранних стадиях своей эволюции обеднен Mg. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ (по Колману, 1979) ультраосновные породы обособляются от других интрузивных пород. Последние в основном охватываются полем основных кумулятов офиолитовых ассоциаций (рис. 1.5). На диаграмме зависимостей FeO^* и TiO_2 по отношению FeO^*/MgO фигуративные точки габброидов семизсайской свиты ложатся вдоль линии абиссальных толеитов и океанических базальтов (рис. 1.6).

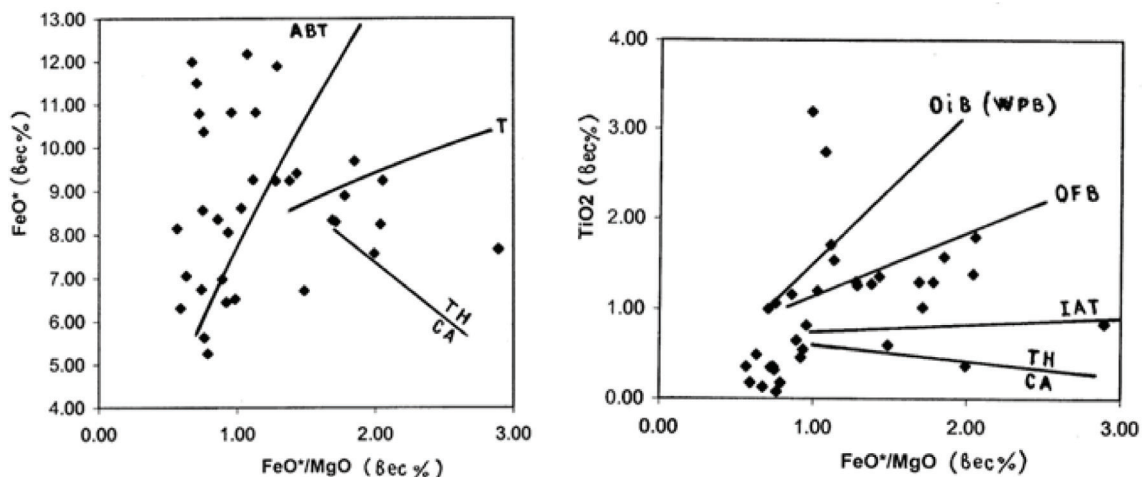


Рис.1.6. Зависимость FeO^* и TiO_2 по отношению к FeO^*/MgO (в вес.%) в основных породах семизсайской свиты ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$): Линии – вариационные тренды: CA – известково-щелочные базальты; TH (T) – толеитовые базальты; AbT – абиссальные толеиты; OIB – базальты океанических островов; WPB – внутриплитные базальты; OFB – базальты COX; IAT – толеиты островных дуг

Среди пород, слагающих семизсайскую свиту, большим распространением пользуются кристаллические сланцы различного состава. В них преобладают двуслюдяные, гранат-биотитовые, турмалиновые, ставролитовые, хлорит-биотитовые разности. Они слагают обширные горизонты, в которых заключены линзы и пластообразные тела сохранившихся магматических пород базитов и ультрабазитов. Относительно небольшую роль внутри свиты играют породы первично осадочного происхождения, которые представлены графитовыми кварцитами и ассоциирующимися с ними сланцами.

Мигматизация в семизсайской свите представляет собой распространенное явление и проявлена она в большом количестве в узких линейных зонах (шириной 50–300 м). В центральной части этих зон выходят гранитоидные породы, которые по краям переходят в полосчатые мигматиты, а затем, на сравнительно небольшом расстоянии – в амфиболиты. Последние, кроме того, всегда слагают меланомы мигматитов, обогащаясь лишь биотитом. Для лейкосом мигматитов характерны различные текстуры, структуры и составы, свойственные для гранитного материала. Наблюдаются гранитная, аплитовая и пегматитовая структуры, а по минеральному составу различаются плагиоклазовые и калишпатовые разности (кварц, мусковит, биотит). Встречаются мигматиты трех типов: с ультрабазитовым, амфиболитовым и слюдяно-сланцевым субстратом. Первый тип мигматитов встречаются редко. Мигматиты с амфиболитовым и слюдяно-сланцевым субстратом распространены повсеместно. Взаимоотношение субстрата и инъекционного материала весьма разнообразно, что определяет появление текстурных разновидностей мигматитов. Текстура мигматитов полосчатая, слоисто-полосчатая, плейчатая, очковая. С мигматитами семизсайской свиты тесно связаны небольшие магматические тела пород кислого состава (граниты, гранодиориты, лейкократовые гранитные пегматиты, аплиты), которые являются более поздними образованиями по сравнению с комплексом пород основного и ультраосновного состава и имеют с ним рвущие контакты. Аплитовые породы образуют жильные тела мощностью от 0,5 до нескольких метров.

Если мысленно снять из семизсайской свиты комплекс пород, связанных с наложенным («внешним») метаморфизмом и мигматизацией, то ее состав будет представлен породами офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, базиты и метачерты) с характерными («внутренними») метаморфическими образованиями (горнблендитами, лиственитами, серпентинитами). Имеются анализы редкоземельных элементов, также свидетельствующих о принадлежности пород к офиолитам.

Свита представляет собой аллохтон, обдукцированную древнюю океаническую кору. Нижний контакт свиты всюду тектонический, а вверху она с размывом и конгломератами в основании перекрывается первично терригенными отложениями иштанбердинской свиты.

Видимая мощность геологического тела, ограниченного между его тектонической подошвой и верхней границей, примерно оценивается цифрой 4000 м.

Иштанбердинская свита обрамляет кассанский метаморфический комплекс и образует две полосы: северную и южную, которые разбиты на отдельные блоки. Южная полоса иштанбердинской свиты подвержена зональному метаморфизму кианит-силлиманитового типа, а северная полоса – зональному метаморфизму андалузит-силлиманитового типа. Большая часть иштанбердинской свиты сложена разнообразными в петрографическом отношении кристаллическими сланцами. Минералогический состав сланцев напрямую зависит от степени метаморфизма. Среди сланцев изредка встречаются мелкие линзы амфиболовых сланцев, лептинитов и гнезда кварцитов.

Иштанбердинская свита стратиграфически залегает на семизсайской свите с конгломератами в основании. Гальки в конгломерате представлены разнообразными породами семизсайской свиты: амфиболитами, гранитами, пегматитами, гнейсами; изредка встречаются также мраморы терексайской свиты. На базальных конгломератах залегает терригенная песчано-сланцевая флишеидная толща, что в настоящее время наблюдается в наиболее слабо метаморфизованной части выхода свиты. Наличие базальных конгломератов, содержащих гальки гранитов и гнейсов, свидетельствует о том, что отложение пород иштанбердинской свиты происходило на континентальной коре. С вышележащими отложениями силура иштанбердинская свита всюду имеет тектонический контакт.

Аналогами Кассанского метаморфического комплекса являются свиты куйлю и каргыш, расположенные к востоку от Таласо-Ферганского разлома, представляющие древний фундамент Среднего Тянь-Шаня. Петрологические характеристики пород названных свит мало исследованы.

Выходы пород свиты куйлю обнажаются в хребтах Куйлю, Сарыджазском и Теректинском, геологическое строение которых наиболее подробно изучено Л.Н.Бельковой и В.Н.Огневым (1964), Т.А.Додоновой и другими исследователями. По данным Т.А. Додоновой свита куйлю состоит из амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, мраморов, кальцифиров. В свите выделяются также метадиабазы, метагабброиды, гранатовые амфиболиты, клинопироксеновые гнейсы и небольшие тела ультрабазитов. Местами встречаются слюдястые кварциты. Широко распространены также мигматиты с метадиабазовым субстратом. По реликтовым цирконам из амфиболитовых сланцев свиты, U-Pb методом определена дата 2616 ± 50 млн. лет (Киселев и др., 1993).

Каргышская свита, обособлена в самостоятельную толщу К.С.Сагындыковым (1964). В составе свиты участвуют двуслюдяные и амфибол-биотитовые, биотитовые сланцы, мраморы, кварциты. Л.Н. Белькова (1978) отмечает также присутствие железистых кварцитов. Заметную роль в ее составе играют мигматиты с метадиабазовым субстратом. Возраст каргышской свиты принят как нижнепротерозойский на основании сопоставления с другими метаморфическими комплексами Среднего Тянь-Шаня (свита куйлю и Кассанский метаморфический комплекс). Кроме того, Pb-Pb методом по циркону определена дата 2,5 млрд. лет (Стратифицированные..., 1982).

В целом свиты куйлю и каргыш по набору пород и метаморфизму соответствуют нижним свитам кассанского метаморфического комплекса. В первых двух практически не сохранилась первичная стратификация пород, они претерпели сильное скучивание, меланжирование и мигматизацию. Можно отметить, что в трех описанных комплексах принимают участие как первично океанические породы, так и континентальные. По всей видимости, океанические породы были обдукцированы на древний континент и лишь затем подверглись метаморфическим преобразованиям (Сакиев, 2002).

Нижний докембрий Заилийского хребта

В Заилийском хребте в составе нижнего докембрия выделяются две серии: актюзская и кеминская (рис. 1.7).

Актюзская серия представлена одной одноименной свитой и считается древнейшей из образований кристаллического фундамента Тянь-Шаня. Она слагает осевую часть Кастекского хребта (запад-

ные отроги Заилийского Ала-Тоо), вытягиваясь в субширотном направлении. Толщи актюзской серии непосредственно контактируют с копурелисайской свитой кеминской серии также условно архей-раннепротерозойского возраста и порфироидами среднего-верхнего девона. С первыми взаимоотношения всюду тектонические (подробнее ниже), а вторые залегают на актюзской серии с конгломератами в основании, хотя часто их контакты осложнены тектонически. Южнее полей развития актюзской свиты, внутри мигматитов капчигайской свиты отмечены серые гнейсы с линзами эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов. По-видимому, они являются фрагментами актюзской свиты.

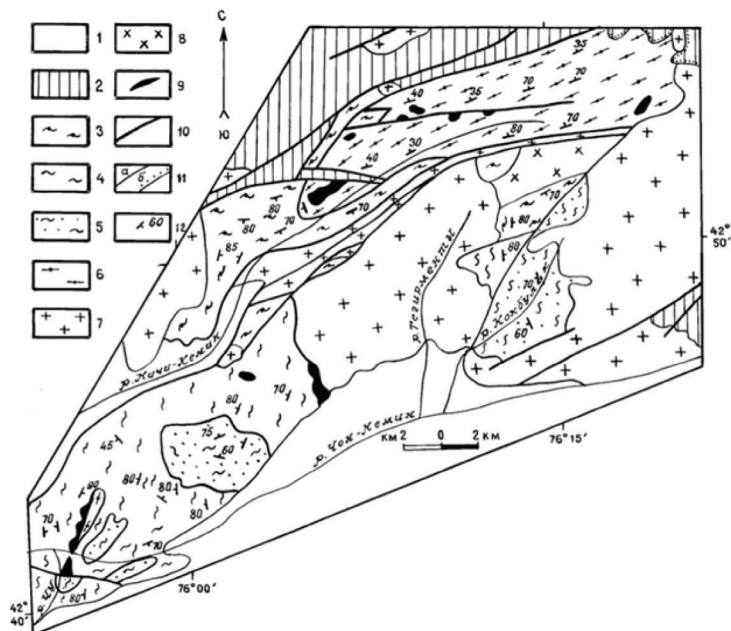


Рис. 1.7. Схематическая геологическая карта нижнего докембрия Заилийского хребта:
 1 – кайнозой; 2 – палеозой; 3–6 – нижний докембрий: (3 – копурелисайская; 4 – капчигайская; 5 – кокбулакская; 6 – актюзская свиты), 7–8 – гранитоиды: (7 – палеозойские; 8 – позднедокембрийские); 9 – серпентиниты; 10 – тектонические контакты; 11 – стратиграфические и интрузивные границы (а – нормальные, б – стратиграфические с несогласием); 12 – элементы залегания

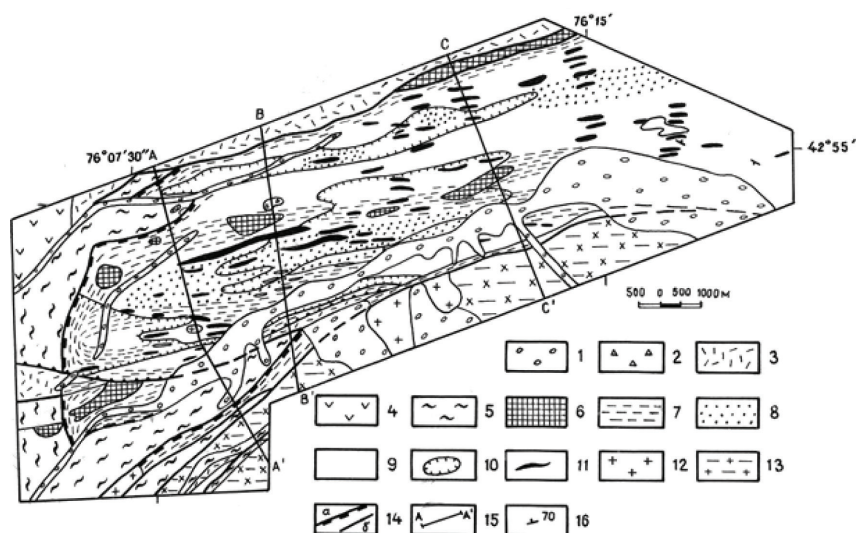


Рис. 1.8 а. Схематическая геологическая карта Ак-Тюзского района:
 1 – кайнозойские отложения; 2 – жерло палеозойского вулкана; 3–4 – вулканогенно-осадочные породы: девон-карбового (3) и ордовикского (4) возрастов; 5–6 – офиолиты копурелисайской свиты: 5 – апобазитовые зеленые сланцы; 6 – серпентиниты; 7–11 – породы актюзской свиты: 7 – милониты; 8 – мигматиты; 9 – породы эпидот-амфиболитовой фации; 10 – породы амфиболитовой фации; 11 – амфиболитизированные эклогиты и апоэклогиты; 12–13 – гранитоиды: 12 – пермские; 13 – протерозойские; 14 – тектонические контакты: а – покровы, б – прочие; 15 – линия разреза; 16 – элементы залегания

В актюзской свите отчетливо выделяются две группы пород: metabазиты и метапелиты (рис. 1.8а,б). Среди последних большую роль играют серые полевошпатовые гнейсы и розовые калишпатовые гнейсы. Благодаря хорошей картируемости отчетливо выделяются области распространения всех этих пород. Они по форме напоминают вытянутые линзы, расщепленные на концах. Последние участки представляют собой переслаивание калишпатовых гнейсов и сланцев с плагиоклазовыми породами и амфиболитами.

Метабазиты образуют линзовидные тела среди метапелитов и представлены гранатовыми амфиболитами с реликтами эклогитов, плагиоклазовыми амфиболитами и актинолит-эпидотовыми и хлоритовыми сланцами с реликтами граната. Последние породы обычно слагают зоны наложенного рассланцевания. В большинстве случаев центральные части линз сложены реликтами эклогитов, которые замещаются гранатовыми амфиболитами, а по краям линз – плагиоклазовыми амфиболитами и амфибол-биотитовыми сланцами.

Наименее сохранившимися образованиями являются реликты эклогитов, в которых встречается моноклиновый пироксен первой генерации, гранат, кварц и рутил. Пироксен представлен омфацитом с жадеитовой молекулой до 45%, гранат относится к гроссуляр-альмандиновому ряду с пироповой молекулой

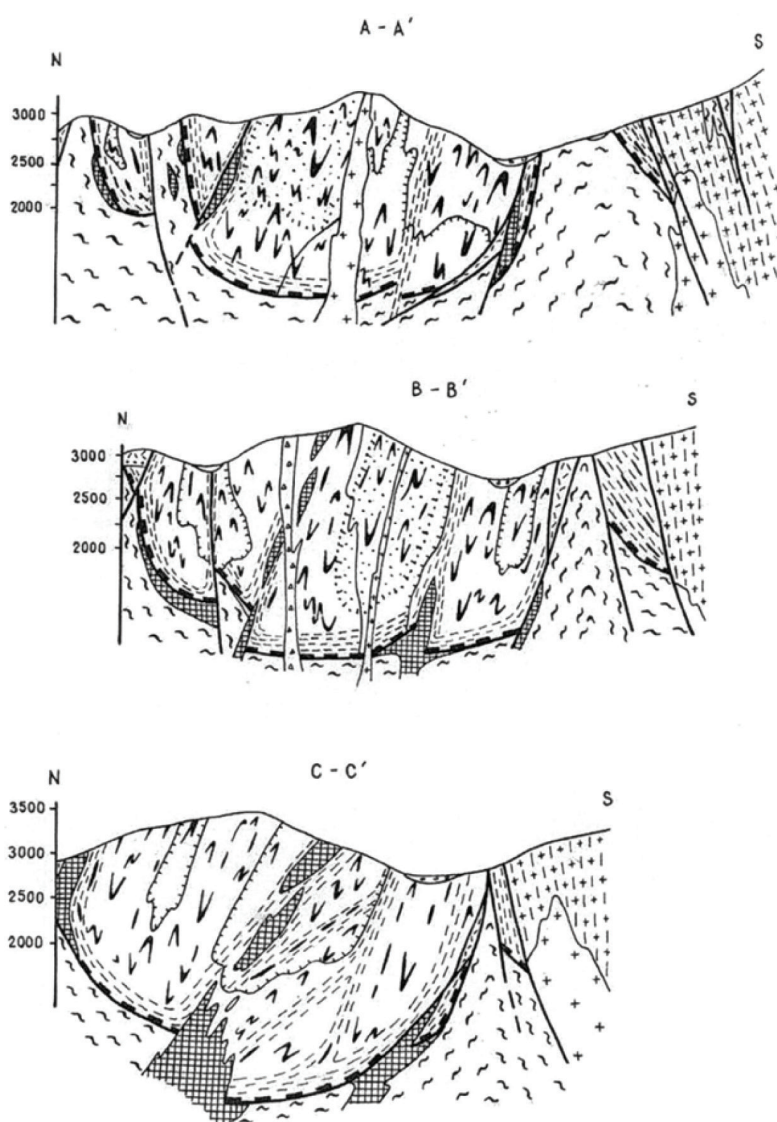


Рис. 1.8 б. Геологические разрезы:

1 – кайнозойские отложения; 2 – жерло палеозойского вулкана; 3 – вулканогенно-осадочные породы девона-карбона; 4-5 – офиолиты коपुरелисайской свиты; 4 – апобазитовые зеленые сланцы; 5 – серпентиниты; 6-10 – породы актюзской свиты: 6 – милониты; 7 – породы эпидот-амфиболитовой фации; 8 – мигматиты; 9 – породы амфиболитовой фации; 10 – амфиболитизированные эклогиты и апоэклогиты; 11-12 – гранитоиды: 11 – пермские; 12 – протерозойские; 14 – тектонические контакты; а – поверхность шарьяжа, б – прочие

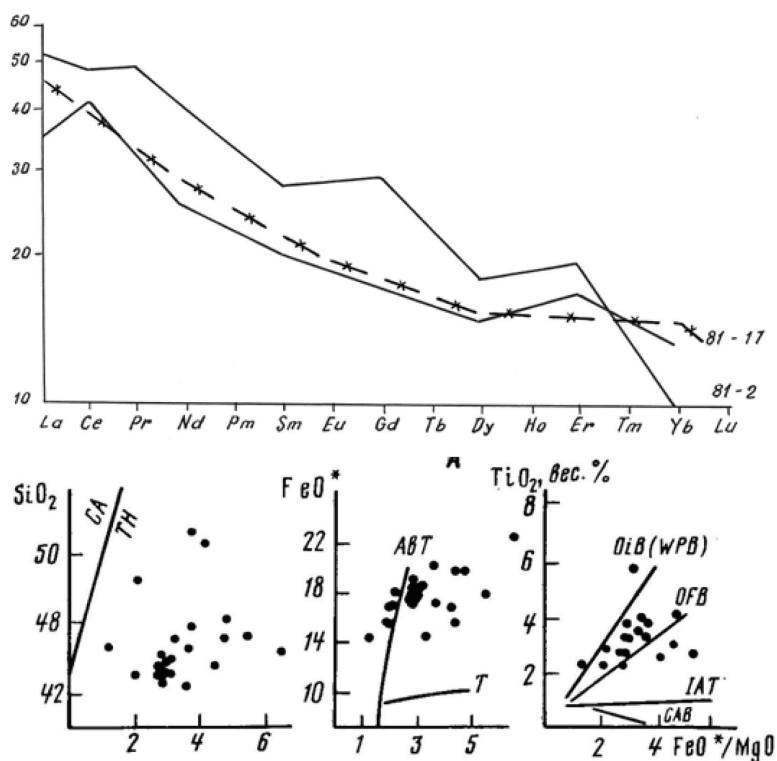


Рис. 1.9. Геохимические характеристики эклогитов актюзской свиты:

а) нормированные по хондриту содержания РЗЭ по (Эклогиты..., 1989); б) зависимость SiO_2 , FeO^* и TiO_2 по отношению к FeO^*/MgO ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$) по (Бакиров, 1989). Вариационные тренды: СА (CAB) – известково-щелочные базальты; ТН (Т) – толеитовые базальты; АБТ – абиссальные толеиты; ОiВ – базальты океанических островов; WPB – внутриплитные базальты; OFB – базальты COX; IAT – толеиты островных дуг

до 15%. Он обладает зональностью прямого типа, т.е. от центра к краю возрастает содержание MgO и FeO и понижается содержание CaO и MnO . В зонах наложенного зеленосланцевого метаморфизма за счет амфиболитов образуются актинолит-эпидот-хлоритовые и хлорит-альбит-кварцевые сланцы. Очень редко metabazity переходят в кальцит-хлорит-кварц-пренитовые породы, представляющие собой самые низкотемпературные диафторитовые образования. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ эклогитов актюзской свиты соответствуют внутриплитным базальтам (рис. 1.9 а), а зависимость SiO_2 и FeO^* и TiO_2 по отношению к FeO^*/MgO – в основном к образованиям COX (рис. 1.9 б).

Метапелиты представлены в основном серыми плагиогнейсами и калишпатовыми гнейсами. Кроме того, редко отмечаются разлинзованные горизонты мраморов и прослои (20–30 м мощности) кварцитов. В результате наложенного рассланцевания за счет этих пород образуются разнообразные диафториты – мусковитовые и хлоритовые сланцы. По химическому составу на диаграмме А.А. Предовского метапелиты актюзской серии в основном ложатся в поле магматических и осадочных пород. Плагиогнейсы в поле диоритов и граувакк, калишпатовые гнейсы – в поле гранитов, субграувакк и аркозов, а некоторые анализы – в поле кислых туффитов. Первичная дометаморфическая природа мигматитов во многом остается дискуссионной, однако наличие прослоев карбонатных пород и кварцитов, слоистый характер толщ, присутствие окатанных (хотя и регенерированных) зерен циркона склоняют нас признать первично-осадочную природу этих пород. По составу они соответствовали грауваккам и аркозам.

Плагиогнейсы в местах, где сохранились наиболее ранние минеральные ассоциации, в основном сложены плагиоклазом, гранатом, биотитом и кварцем. Калишпатовые гнейсы местами имеют секущий контакт по отношению к плагиогнейсам и часто переслаиваются с ними, обладают мигматитовым характером и, по-видимому, представляют собой массу мигматит-плутонов, испытавших разгнейсование и рассланцевание. Калишпатовые гнейсы сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, гранатом (от спессартит-альмандин-гроссулярового типа до гроссуляр-альмандинового). Гранаты, также как и гранаты metabazитов, характеризуются зональностью. В калишпатовых гнейсах они отличаются необычайно высоким содержанием кальциевого компонента (до 40% гроссулярового минала), что, вероятно, является следствием господства высоких давлений при метаморфизме.

Большие площади развития пород актюзской серии сложены сланцами – диафторитами, в которых в обилии присутствует мусковит и эпидот. Биотит и калиевый полевой шпат часто сохраняются лишь в реликтах.

В относительно узких зонах наложенного рассланцевания метapelиты превращены в плейчатые зеленые сланцы с развитием мусковита, хлорита, эпидота, стильпномелана, альбита и кальцита. Гранат, калиевый полевой шпат, биотит, плагиоклаз здесь либо полностью исчезают, либо от них остаются небольшие реликты. Вновь образованный плагиоклаз представлен альбитом.

Возраст пород актюзской свиты считается как архейский с абсолютной датой 2780 ± 300 млн. лет, определенной А.А. Краснобаевым (г. Екатеринбург) альфа-свинцовым методом по циркону из гнейсов (Бакиров, 1978; Бакиров, Королев, 1979). В эклогитах района пос. Актюз получена одна рубидий-стронциевая изохрона, которая дала дату 749 ± 14 млн. лет (Tagiri et al, 1995). Однако в определении участвовала роговая обманка, которая является явно наложенным на симплектиты пироксена с альбитом, развитые по омфациту. Это свидетельствует о том, что указанная дата отражает более поздние события, чем образование даже диафторитов по эклогитам.

Кеминская серия сложена тремя свитами: кокбулакской, капчигайской и коपुरелисайской. Первые две свиты представлены разнообразными мигматитами и ранее объединялись в одну тегирментинскую. Нашими исследованиями установлено, что мигматиты хорошо различаются по составу субстрата: в одних они сложены первично осадочными породами, в других – породами офиолитовой ассоциации, т.е. мы видим здесь аналогию с разрезом нижнего докембрия в Чаткальском хребте.

Кокбулакская свита представлена мигматитами, субстрат которых сложен первично осадочными образованиями: мраморами, кварцитами, графитистыми сланцами и серыми гнейсами. В них встречаются мелкие блоки (будины) амфиболитов. В отдельных местах, где мигматизация ослабевает, можно встретить пластовые тела и переслаивание названных пород. В кварцитах встречается окатанный циркон, что свидетельствует об их изначально терригенной природе. Обобщенный разрез первично осадочных пород, образующих субстрат мигматитов, можно представить в следующем виде:

- внизу разреза лежат биотит-плагиоклазовые серые гнейсы (>300 м);
- выше – кристаллические сланцы, переслаивающиеся с горизонтами кварцитов, содержащих прослой мраморов. Мощности слоев 0,5–1 м (300 м);
- выше – мраморы, переслаивающиеся с кристаллическими сланцами и гнейсами (200–300 м);
- выше – серпентинитовые мраморы. Серпентин образован за счет распада оливина. По-видимому, они представлены доломитовыми разностями карбонатов. Далее вверх они переходят в чистые кальцитовые мраморы (100–300 м).

Оценки мощности каждой из толщ не очень точны, так как они не слагают единый выход, а разбросаны среди поля мигматитов. Они всюду интенсивно пересечены гранитными жилами и часто переходят в типичные мигматиты. Здесь важно иметь некоторое представление о характере осадков и об условиях осадконакопления.

В мраморах и серых гнейсах встречаются линзовидные тела разных размеров базитов и ультрабазитов. Возможно, они представляют собой тектонические блоки, затащенные во вмещающие породы, т.е. офиолитокластовый меланж.

Возраст мигматизации, гранитного материала по U-Pb методу определен как 2200 ± 50 млн. лет (Киселев, Королев, 1972).

Капчигайская свита представлена мигматитами, субстрат которых сложен породами офиолитовой ассоциации. Она отличается наличием в субстрате ультрабазитов, базитов и метаморфизованных углеродисто-силицитовых пород (метачерт), которые иногда встречаются в виде крупных блоков. Ультрабазиты крупных размеров, до нескольких сот метров по ширине выхода и более 1,0 км по протяженности, обычно серпентинизируются. В их центральной части наблюдается серпентинитовый меланж, а по краям они имеют тектонический контакт со вмещающими породами. Относительно мелкие (до 3-10 м в поперечнике) тела ультрабазитов в краевых частях испытывают мигматизацию, образуют полосчатые тальковые гнейсы.

Широко развиты различные разновидности габбро, отличающиеся по зернистости (мелко-, средне- и крупнокристаллические) и по расслоенности. Встречаются брекчиевидные массы, содержащие обломки пород более основного состава (внутри менее основных габброидов). По-видимому, расслоенное габбро составляло большую часть свиты до её мигматизации. В большинстве случаев габбро преобразовано в амфиболиты, которые образуют меланосому мигматитов. Нередко встречаются также и

графитовые кварциты – метачерты, отмечаются домигматитовые листвениты. В целом нет сомнения в том, что эти породы слагали офиолитовый комплекс – древнейшую океаническую кору.

В верховьях рек Тегирменты (южная) и Кичи-Кемин субстрат капчигайской свиты нередко переходит в породы коपुरелисайской свиты. Переход характеризуется постепенным увеличением в хлоритовых и актинолит-хлоритовых сланцах калиевого полевого шпата, последний в виде идиоморфных кристаллов или небольших чечевицеобразных выделений насыщает породу до образования существенно калишпатовых мигматитов с амфиболом и хлоритом. Мигматизация базитового субстрата сопровождается преобразованием актинолита в роговообманковые амфиболы и их порфиробластезом.

По характеру гранитного материала в кеминской серии выделяются две разновидности мигматитов: мигматиты с внедрением гранитного материала и мигматиты с выплавлением гранитного материала *in situ*. Наиболее широко распространенным типом мигматитов является первый. Внедрение гранитного материала шло по плоскостям сланцеватости, по трещинам блоков, это хорошо прослеживается по взаимоотношениям субстрата и лейкосомы в тех местах, где сохранились крупные блоки субстрата: базитов, ультрабазитов, мраморов, гнейсов, кварцитов. В местах тонкой полосчатости это обычно затушевано. Базиты, ультрабазиты, карбонаты и кварциты не могли быть расплавлены в условиях амфиболитовой фации, которая характерна для данного комплекса, и это подтверждает идею об инъекционной природе этих мигматитов.

В мигматитах, образованных по серым гнейсам, по породам первично метапелитовой природы, нельзя отрицать роль частичного плавления. Характер гранитного материала, рисунок мигматитов также свидетельствуют об этом: границы полос гранитного материала и субстрата образуют постепенные переходы, лейкосомы имеют линзовидную форму тел.

Копурелисайская свита является частью выхода пород офиолитовой ассоциации не затронутых мигматизацией, но испытавших интенсивную деформацию и зеленосланцевый метаморфизм. Она распространена на южном склоне Заилийского хребта в бассейнах рек Кичи-Кемин.

С соседними толщами свита всюду имеет тектонические контакты. В геологическом строении коपुरелисайской свиты участвуют сильно деформированные метагаббро, метабазальты и метаультрабазиты, местами метаосадочные силициты и сланцы, испытавшие региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Для пород комплекса характерно линзообразное строение, являющееся результатом их деформаций. В основном они представлены альбит-цоизит-актинолитовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами. Первичный облик габбро и базальтов можно наблюдать только в центральных частях крупных линз, где сохранились их первичные структуры и состав. Здесь встречаются сильно измененные остатки габбро, в которых в виде реликтов сохранилась офитовая структура. Отмечается также присутствие реликтов диабазов с апоинтерсертальной структурой и миндалекаменной текстурой, а также породы ранних стадий метаморфизма – актинолитовые амфиболиты. В межлинзовом пространстве более развиты деформированные хлоритовые сланцы. Перидотиты полностью преобразованы в серпентиниты.

Взаимоотношения актюзской и кеминской серии удобнее рассматривать после характеристики коपुरелисайской свиты.

Большинство исследователей раньше считали, что породы актюзской свиты лежат структурно ниже коपुरелисайской, основанием чего служила степень метаморфизма пород. Однако, последние данные указывают на обратную картину (рис. 1.8 а, б).

1. На северном и юго-западном участках выхода пород актюзской свиты в ряде мест встречаются серпентиниты и талькиты, что свидетельствует о залегании внизу ультрабазитовой постели, из которой по ослабленным зонам выжимаются эти тела.

2. Крупное тело серпентинитового меланжа в юго-западной части выхода актюзской свиты содержит многочисленные включения различных пород: амфиболитов, гранатовых амфиболитов и метаморфизованных габбро. Среди чужеродных включений обломков пород в жерле раннекарбонатового (?) вулкана также встречаются различные амфиболиты и апогаббро. Но ни там, ни здесь в обломках нет пород актюзской свиты. Специальные поиски последних как в серпентинитовом меланже, так и в выбросах вулкана не дали положительных результатов. Эти данные свидетельствуют, что актюзская свита не имеет глубоких корней. По-видимому, она залегает только в верхней части разреза в виде нашлепки, выше офиолитов коपुरелисайской свиты.

3. Контакт отложений коपुरелисайской и актюзской свит всюду тектонический. Переход между ними осуществляется через интенсивное расланцевание, образование динамосланцев как со стороны

актюзской, так и со стороны копурелисайской свит. Серпентинитовые тела во многих случаях, особенно в северной краевой части выхода актюзской свиты, преобразованы в листоватые динамосланцы.

Если снять наложенные стадии диафтореза, то степень метаморфизма пород актюзской свиты (эклогитовая и амфиболитовая фации) в целом значительно выше, чем метаморфизм пород копурелисайской свиты. Самая высокая ступень метаморфизма последних не превышает фации зеленых сланцев и изофациальна заключительному диафторезу пород актюзской свиты. Все это позволяет нам считать, что породы актюзской свиты надвинуты на офиолиты копурелисайской свиты и находятся в аллохтонном залегании (см. рис. 1.8 а,б).

Геодинамические условия образования комплексов

Как видно из вышеизложенного, наиболее нижняя часть разреза нижнего докембрия Тянь-Шаня выходит в Чаткальском хребте. Видимое его основание сложено шалдырской свитой, которая, по видимому, представляет собой фрагмент фундамента какого-то наидревнейшего континента. Свита не имеет своих аналогов в других районах Тянь-Шаня, хотя возможно, что некоторые их фрагменты участвуют в составе субстрата мигматитов кокбулакской свиты и их аналогов в других районах Тянь-Шаня. Вероятно, дата 2,6 млрд. лет, определенная в породах свиты куйлю, относится ко времени формирования этого фундамента.

Терексайскую свиту можно сопоставить с первично осадочными породами аналогичного состава, образующими субстрат мигматитов кокбулакской свиты Заилийского хребта и ее аналогов в других районах Тянь-Шаня. Характер пород (первично терригенные породы и кварциты с окатанным цирконом, карбонаты, их графитсодержащие разности) свидетельствует, что они первоначально отлагались в спокойной тектонической обстановке, в условиях шельфа. Следовательно, эти образования характеризуют пассивную окраину древнейшего континента.

Семизсайская свита хорошо сопоставляется с копурелисайской свитой, субстратом мигматитов капчигайской свиты Заилийского хребта и ее аналогами в других районах Тянь-Шаня. По набору пород (триада ультрабазитов, базитов и метачерт) и распределению РЗЭ и малых элементов эти свиты относятся к офиолитовой ассоциации (рис. 1.10 – 1.13) и слагали древнюю океаническую литосферу.

Габброиды и амфиболиты характеризуются более обогащенным содержанием РЗЭ по сравнению с базальтами N-MORB (рис. 1.10в). Такой характер распределения РЗЭ присущ внутриплитным образованиям (Kent C. Condie, 1989). По сравнению с амфиболитами слабоизмененные габброиды более деплетированы малыми элементами. Спектр распределения малых элементов на спайдерграмме показывает, что формирование пород семизсайской свиты происходило во внутриплитной обстановке или обстановке задугового бассейна (рис. 1.12; 1.13).

Поведение пород семизсайской свиты на диаграммах Ti-Zr-Y и Nb-Zr-Y показывает сильную разбросанность, за исключением неизмененных габброидов, которые попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов островных дуг (рис. 1.10–1.13). Однако наличие отрицательной аномалии Nb в спектре распределения малых элементов свидетельствует о влиянии надсубдукционных процессов при формировании пород описываемой свиты.

Спектр распределения РЗЭ в породах копурелисайской свиты наиболее близко подходит к базальтам океанических рифтов: плавно увеличивается, начиная с легких РЗЭ к правой части (рис. 1.10б). Спайдерграмма РЗЭ показывают, что габброиды и амфиболиты характеризуются отрицательной Eu аномалией, тогда как эффузивные их разности – положительной. При этом габброидные породы характеризуются более деплетированным их распределением при сохранении общей конформности линий спайдерграмм. Возможно, это обстоятельство объясняется общностью магматического источника. Спайдерграмма распределения малых элементов всех образцов с небольшими изменениями повторяет друг друга, совпадая в правой части с типом MORB (рис. 1.11б). По сравнению с последними правая часть диаграммы более обогащена в K, Rb, Ba. По всей видимости, это связано с последующими метаморфическими преобразованиями. Соответствие вулканитов копурелисайской свиты аналогичным породам океанических бассейнов подтверждается также и на треугольных диаграммах Ti-Zr-Y и Nb-Zr-Y (рис. 1.12; 1.13).

Изучены геохимия РЗЭ и малых элементов основных пород капчигайской свиты. Распределение РЗЭ на спайдерграмме обнаруживает сходство с базальтами COX, но по сравнению с последними, а также с подобными породами копурелисайской свиты они в большей степени обогащены легкими литофильными элементами (рис. 1.10а). Это характерно для обогащенного типа COX или E-типа MORB. Ж.

Пирс (Pearce, 1982) считает, что последнее наиболее характеризует промежуточный состав базальтов СОХ и океанических островов, т.е. не обнаруживает какие-либо признаки субдукционных процессов. Спектр распределения малых элементов, также как и в породах копурелисайской свиты, идентичен MORB типу (рис. 1.11а). При общей схожести формы распределения малых элементов в обеих свитах в породах капчигайской свиты присутствует незначительная отрицательная аномалия в Nb и Ti. По данным Кент С.Кандие (Kent C. Condie, 1989), негативная аномалия Nb, Та и иногда Ti по отношению к малым соседним элементам известна как «компонент» зон субдукции. Эта особенность обнаруживается и на диаграмме Nb-Zr-Y (рис. 1.13), где два из четырех образцов попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов островных дуг. Другая часть образцов, как и все породы копурелисайской свиты, охватывается полем MORB. Такая же картина наблюдается и на диаграмме Ti-Zr-Y (рис. 1.12).

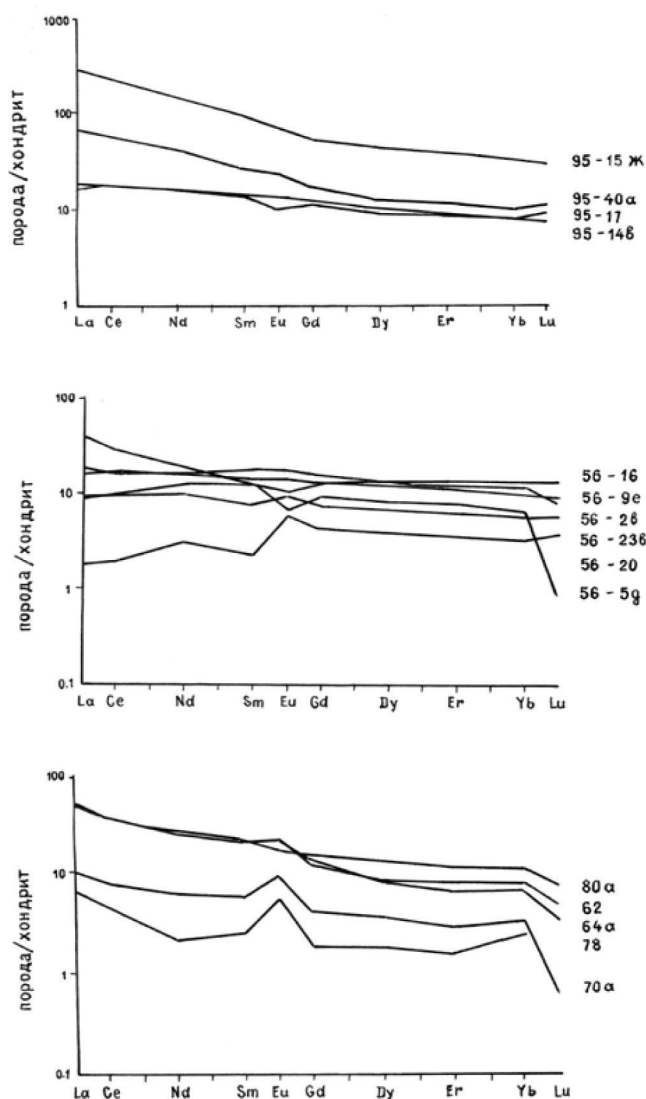


Рис. 1.10. Нормированные к хондриту содержания РЗЭ в базитах а) капчигайской, б) копурелисайской, в) семизсайской свит

Актюзская свита пока не имеет своих аналогов в других районах Тянь-Шаня. Петрологические и геохимические исследования показали, что эклогиты и продукты их диафореза представляют собой фрагменты океанической коры. По химическому составу они соответствуют толеитовым базальтам СОХ и базальтам абиссальных равнин, а по распределению РЗЭ – внутриплитным океаническим базальтам (Бакиров, 1989; Эклогиты..., 1989). Скорее всего, эклогиты актюзской свиты представляют собой фрагмент субдуцированной части океанической коры и могут быть сопоставлены с базитами офиолитов семизсайской, копурелисайской свит и субстратом мигматитов капчигайской свиты.

Вмещающие эклогиты метапелиты, включающие редкие пласты мраморов и кварцитов, являются первично осадочными образованиями континентальной коры и, возможно, включают кислый вулканический материал (см. выше описание свиты). Можно предположить, что эта часть актюзской свиты

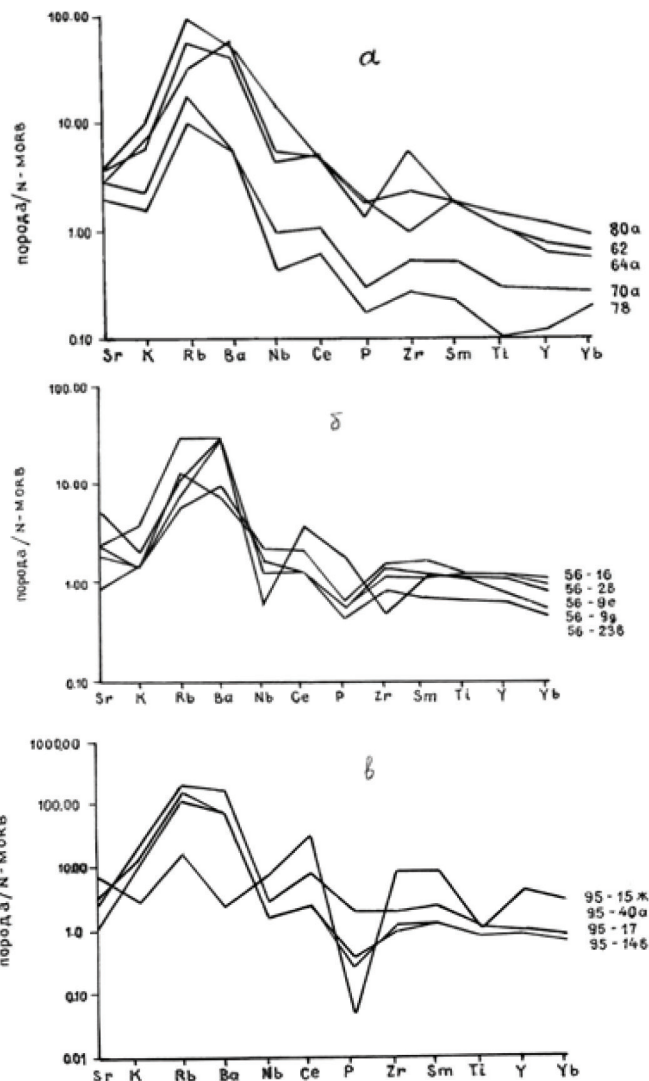


Рис. 1.11. Нормированные к N-MORB содержания рассеянных элементов в породах а) семизсайской, б) копурелисайской, в) капчигайской свит

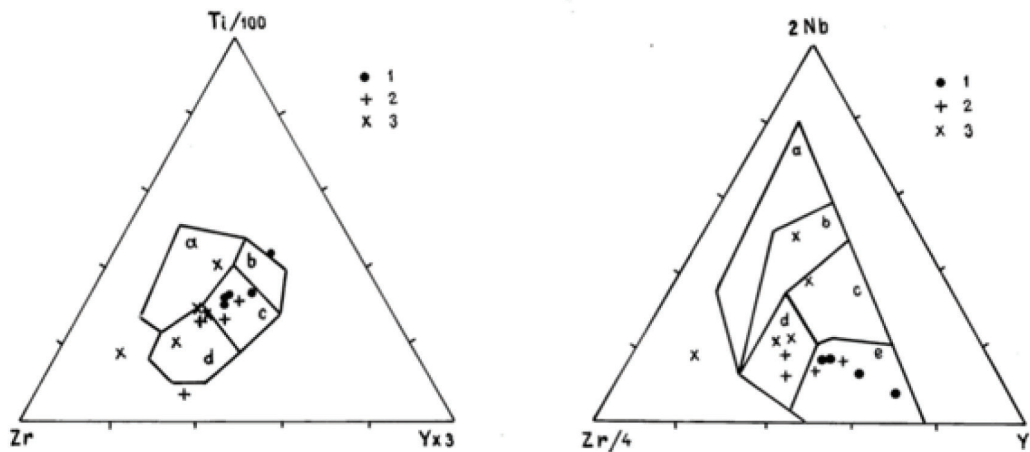


Рис. 1.12. Положение базитов на треугольной диаграмме Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce, Can, 1973): 1 – копурелисайская; 2 – капчигайская; 3 – семизсайская свиты. а – внутриплитные базальты; б – низкокальцевые толеиты; с – океанические базальты; d – известково-щелочные базальты.

Рис. 1.13. Положение базитов на треугольной диаграмме 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986): 1 – копурелисайская; 2 – капчигайская; 3 – семизсайская свиты. а – внутриплитные щелочные базальты; б – внутриплитные толеиты и щелочные базальты; с – обогащенные базальты COX; d – базальты вулканических дуг и внутриплитные толеиты; е – нормальные базальты COX

является фрагментами древнейшей континентальной коры, вовлеченными в процесс субдукции вместе с океанической литосферой. Следовательно, метапелитовую часть актюзской свиты можно считать хотя бы частично возрастным аналогом шалдырской свиты Чаткальского хребта.

Таким образом, актюзская свита в целом сложена двумя совершенно разнотипными, первоначально пространственно разобщенными образованиями: фрагментами океанической коры, испытавшими субдукцию (эклогиты и диафторированные их аналоги) и породами континентальной коры, представленными метапелитами. В целом свита представляет собой эклогитоносный глубинный меланж, выжатый из зоны Беньоффа. Подробнее этот вопрос рассмотрен ранее (Бакиров, 1989).

Структурные особенности нижнего докембрия Тянь-Шаня

Основание структурного ансамбля нижнего докембрия Тянь-Шаня выходит в Чаткальском хребте. Здесь шалдырская и терексайская свиты образуют палеоавтохтон (параавтохтон). В этом районе отчетливо видно, что на них всюду шарьирован офиолитовый комплекс, представленный семизсайской свитой (рис. 1.3а). Такое шарьирование, видимо, происходило во всех других районах Тянь-Шаня, где имеются выходы нижнего докембрия. По-видимому, произошла обдукция тяжелой океанической литосферы на пассивную окраину древнего континента на всей обширной площади. Это привело к вдавливанию и погружению континентальной коры на те глубины, где она подвергалась плавлению, и образовалась гранитная магма.

Появление податливой пластичной магматической массы облегчило перемещение обдуцирующей океанической литосферы. Последняя дробилась, раскалывалась, расчешуивалась, пронизывалась и насыщалась гранитной магмой, мигматизировалась. Нагретая, размягченная и ставшая пластичной океаническая литосфера стала способной к тектоническому течению. Такими же пластичными и по-

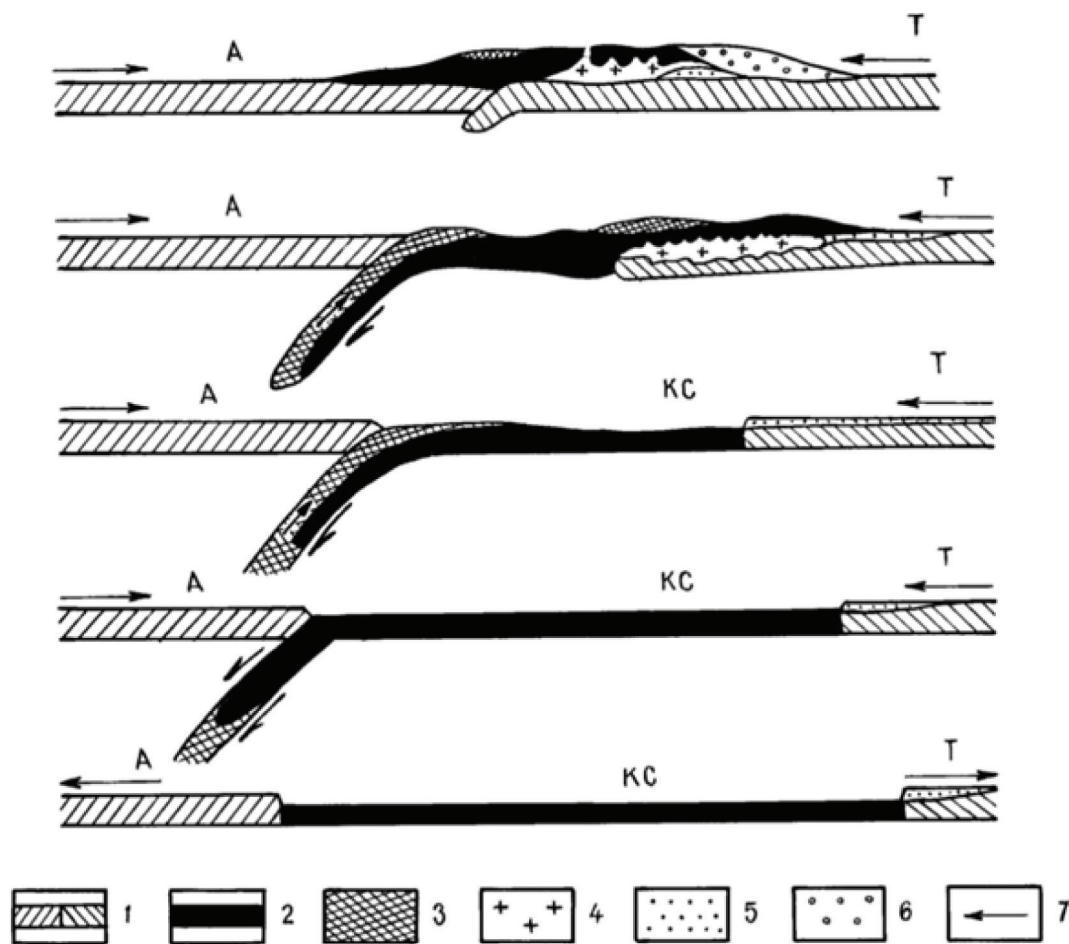


Рис.1.14. Модель эволюции коपुरелисайского (семизсайского) палеоокеана.

1 – архейские (?) континенты: А – актюзский, Т – терексайский; 2 – литосфера коपुरелисайского (семизсайского) палеоокеана; 3 – эклогитизированная литосфера; 4 – гранитоиды и мигматиты; 5 – отложения пассивной окраины континента; 6 – флишоподобные осадочные образования (неоавтохтон); 7 – направления движений

датливыми стали и породы подстилающей пассивной окраины континента. Образованная гранитная и мигматитовая постель способствовала все большему продвижению океанической литосферы в глубь континента (видимая ширина распространения нижнего докембрия превышает 200 км).

В условиях такого перемещения океанической литосферы по поверхности пассивной окраины континента на их границе наряду с мигматизацией происходило тектоническое пластическое течение и смешивание пород обеих частей, что мы наблюдаем сегодня. Степень этого смешивания настолько сильна, что во многих случаях трудно их расчленить. Таким образом, океаническая литосфера преобразовывалась, ассимилировалась и стала частью континентальной коры.

Отметим, что палеозойская обдукция океанической литосферы на пассивный край континента в Южном Тянь-Шане (Буртман, 1976; Куренков, 1983) не сопровождалась какой-либо мигматизацией. Причин могут быть много, но одна из них, вероятно, кроется в интенсивности общего теплового потока. По-видимому, в раннем докембрии, как и в других регионах мира (Maquyama, Liou, 1998), она была значительно выше, чем в палеозое.

Верхняя часть структурного ансамбля дорифея Тянь-Шаня выходит в северной части региона, в Заилийском хребте. Как показано выше, здесь на копурелисайскую свиту надвинута актюзская свита. Последняя подверглась мигматизации, и блоки ее встречаются среди мигматитов капчигайской свиты. Этот факт наводит на мысль о том, что шарьирование выжатого из палеозоны Беньюффа эклогитоносного глубинного меланжа на океаническую литосферу происходило еще до начала процессов мигматизации.

По-видимому, само пространственное положение эклогитоносного глубинного меланжа указывает на то, что палеозона Беньюффа находилась где-то на севере и субдукция океанической литосферы происходила в ту же сторону. Следовательно, далее к северу располагалась палеоостроводужная система или активная окраина древнейшего континента.

Таким образом, копурелисайский океанический бассейн (Бакиров, 1984) разделял два разных континента: Терексайский на юге, представленный пассивной окраиной, и Актюзский на севере, представленный вероятно активной окраиной (или островными дугами). Все структурные и вещественные преобразования нижнего докембрия Тянь-Шаня происходили в процессе закрытия названного палеоокеана (рис. 1.14).

Как видно, в строении нижнего докембрия Тянь-Шаня в самом низу выделяется палеоавтохтон (параавтохтон), сложенный комплексами древнейшего континентального основания и отложений шельфа пассивной окраины континента, выше лежит нижний аллохтон, сложенный комплексами океанической литосферы, и вверху располагается верхний аллохтон, представленный метаморфитами (глубинным эклогитоносным меланжем, выжатым из палеозоны Беньюффа).

На глубоко эродированной поверхности нижнего аллохтона в Чаткальском хребте залегает терригенная толща (иштанбердинская свита), которая представляет собой неоавтохтон. Ее метаморфизм связан уже более поздними процессами.

Таким образом, нижнедокембрийские комплексы Тянь-Шаня образуют единый структурный ансамбль, свойственный одному законченному циклу Вилсона.

Нижний докембрий западной части Кыргызского хребта.

В западной части Кыргызского хребта нижний докембрий выходит в ядре так называемого Макбальского «купола» и состоит из акджонской и шаркыракской серий (рис.1.15). Раньше они рассматривались в составе так называемой киргизской серии Макбальского антиклинория (Медведева, 1960; Королев, 1962; Киселев, Королев, 1964).

Акджонская серия (как самостоятельная стратиграфическая единица выделена А.Б.Бакировым (Бакиров и др., 1987). Она сложена двумя свитами (снизу вверх): макбальской и нельдинской, содержащими эклогиты и амфиболиты.

Макбальская свита сложена кварцитами и мусковитовыми кварцитами, гранат-мусковит-кварцевыми и хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами, мраморами, кальцифирами, амфиболитами с реликтами эклогитов и редко гранат-хлоритоид-талковыми сланцами.

Мощности пачек различных сланцев внутри свиты сильно меняются в зависимости от их места в складчатой структуре: на крыльях они сильно утоняются вплоть до выклинивания, а в замковых частях сильно раздуваются. Первично осадочные породы сохранили некоторую стратифицированность. В строении свиты можно выделить два крупных ритма, каждый из которых начинается кварцитами и завершается карбонатными породами.

Низы свиты не выходят нигде, вверху она согласно переходит в нельдинскую свиту. Общая мощность (видимая) макбальской свиты колеблется в пределах 800–1300 м., в среднем 1000 м.

Нельдинская свита выходит всегда совместно с макбальской свитой как составная часть акджонской серии. Считалось, что она стратиграфически залегает выше макбальской свиты (рис. 1.15) и является эпиконтинентальным образованием.

Породы, слагающие нельдинскую свиту, сильно метаморфизованы, и судить о первичной их природе очень трудно. Основная её часть представлена метапелитами, кварц-гранат-мусковит-биотитовыми, мусковит-гранат-стильпномелан-биотитовыми сланцами серой и темно-серой окраски. Часто встречаются углеродистые их разности мощностью от нескольких до 40 м. По данным Э.Байбулатова (1964), углерод имеет органогенную природу. Отмечаются пласты метачерт небольшой мощности, от 1–5 см до 20–20 см. Встречаются черные мраморы мощностью до 1–2 м.

Нельдинская свита включает линзовидные тела эклогитов и апоэклогитовых пород (амфиболитов с гранатом и без граната). Отмечаются небольшие тела габбро.

В целом породная ассоциация нельдинской свиты идентична породной ассоциации комплекса Самбагава Японии. Вполне вероятно, что как первичные дометаморфические условия, так и условия метаморфизма пород одни и те же. Поскольку комплекс Самбагава рассматривается как океаническое образование, постольку и нельдинскую свиту необходимо отнести к океаническим.

Мощность свиты – около 400 м.

Вышеописанные свиты акджонской серии весьма схожи по набору пород, различие заключается в их количественном отношении. Породы, слагающие серию, можно сгруппировать в метапелиты (кварциты, муковит-кварцевые сланцы, графитистые сланцы, гранат-хлоритоид-гальковые сланцы, мраморы, кальцифиры) и метабазиты (эклогиты, апоэклогитовые амфиболиты). Метабазиты разделяются по генетическому признаку на две группы. В первую группу объединяются эклогиты и их диафториро-

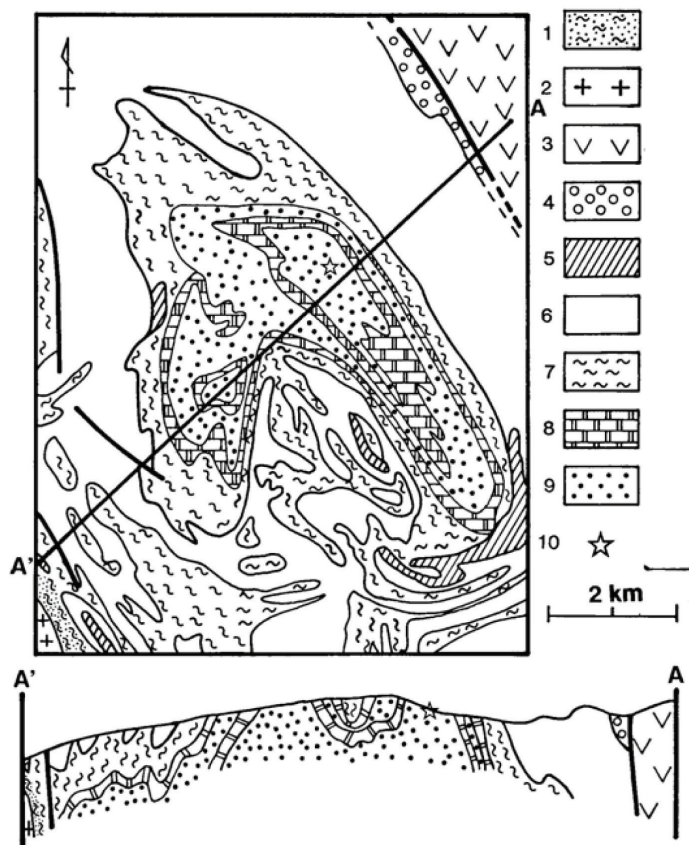


Рис. 1.15. Геологическое строение Макбальского поднятия западной части Кыргызского хребта (по Tagiri, Bakirov, 1990):

- 1 – ореолы контактового метаморфизма; 2 – ордовикские гранитоидные породы;
- 3 – нижнепалеозойские офиолиты; 4 – конгломераты и кварциты нижнего палеозоя;
- 5–9 – докембрийские образования Макбальского поднятия: 5 – метабазиты, 6 – му+хл+кв сланцы и мраморы, 7 – нельдинская свита, гр+му+кв сланцы, 8–9 – макбальская свита, мраморы (8) и кварциты (9); 10 – место находки псевдоморфозы кварца по коэситу

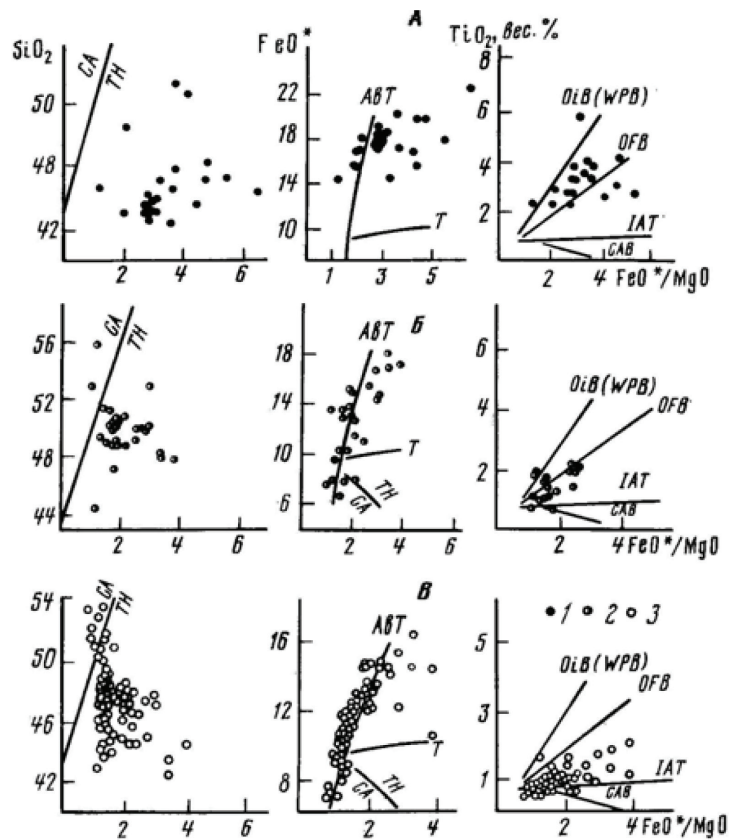


Рис. 1.16. Зависимость SiO_2 , FeO^* и TiO_2 по отношению к FeO^*/MgO в эклогитах Тянь-Шаня (по А.Бакирову, 1989). ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$):

А – Актюзский, Б – Макбальский, В – Атбашинский районы; 1 – амфиболитизированные эклогиты; 2 – эклогиты, иногда с амфиболом; 3 – эклогиты; линии – вариационные тренды: CA (CAB) – известково-щелочные базальты; TH (T) – толеитовые базальты; ABT – абиссальные толеиты; OIB – базальты океанических островов; WPB – внутриплитные базальты; OFB – базальты COX; IAT – толеиты островных дуг

ванные разности, во вторую – амфиболиты, образованные по базальтам. Эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты являются, вероятно, первичными магматическими образованиями, сформированными в океанической коре прошлого, а все остальные – первично осадочными. В результате метаморфизма и сложнейшей деформации с участием течения масс в пластическом состоянии в условиях средних температур и высоких давлений названные породы претерпели механическое перемешивание и в значительной степени потеряли первичные взаимоотношения. Они встречаются среди вмещающих толщ в виде линз, линзообразных и пластообразных тел. Их протяженность измеряются первыми десятками метров при толщине до 5 м. Согласно петрохимическим исследованиям А.Б.Бакирова (1989), эклогиты Макбальского поднятия соответствуют абиссальным толеитам океанических структур (рис. 1.16), тогда как содержание РЗЭ (рис. 1.17) показывает соответствие их базальтам «горячих» точек COX (Эклогиты..., 1989). Мощности metabазитовых тел внутри свиты сильно меняются в зависимости от их места в складчатой структуре. На крыльях они сильно утончаются вплоть до выклинивания, а в замковых частях сильно раздуваются.

В последние годы совместно с японскими коллегами детально исследованы образования макбальской свиты и получены новые результаты. Установлено, что коэсит и псевдоморфозы кварца по коэситу встречаются не только в тальк-хлоритоидных сланцах, как было сообщено ранее, но и в гранатах из кварцитов, которые слагают основную массу макбальской свиты. Коэсит, указывающий на давления в 30–60 кбар, встречается в ассоциации тальк + хлоритоид, что указывает на температуру не выше 600°C. В то же время среди кварцитов встречаются тела эклогитов и альбит-винцитовых пород, характеризующихся не сверхвысокими, а только высокими давлениями. Встречаются тела карбонатно-силицитовых (альбит + диопсид + актинолит + фенгит + флогопит + калишпат + эпидот + кварц) пород и альбит-биотит-фенгит-гранатовых сланцев, которые не несут следов высоких давлений. Этот факт свидетельствует о том, что кварциты и гранат-тальк-хлоритоидные сланцы были субдуцированы при

очень низких геотермических градиентах, не превышающих 5°С/км. Затем при подъеме по пути они захватили породы высоких давлений верхней части мантии (эклогиты и винчитовые породы). Позже в более верхних горизонтах земной коры захвату подверглись породы низких давлений (карбонатно-силицитотвые породы и альбит-биотит-фенгит-гранатовые сланцы).

Приведенный материал решает фундаментальную проблему эксгумации глубинных пород. По-видимому, субдуцированные кварциты были преобразованы в коэситовую массу, которая на глубине, превышающей 100 км, подвергалась нагреву, что привело к переходу коэсита (с удельным весом 2,93 г/куб. см) в кварц (с удельным весом 2,65 г/куб. см). Повышение объема и понижение веса массы привело к её всплытию, внедрению (или протрудированию). Таким образом, сам макбальский купол представляет собой интрузив кварцитов, выжатый вверх в пластичном состоянии, соответствующих Р-Т условиям эпидот-амфиболитовой фации.

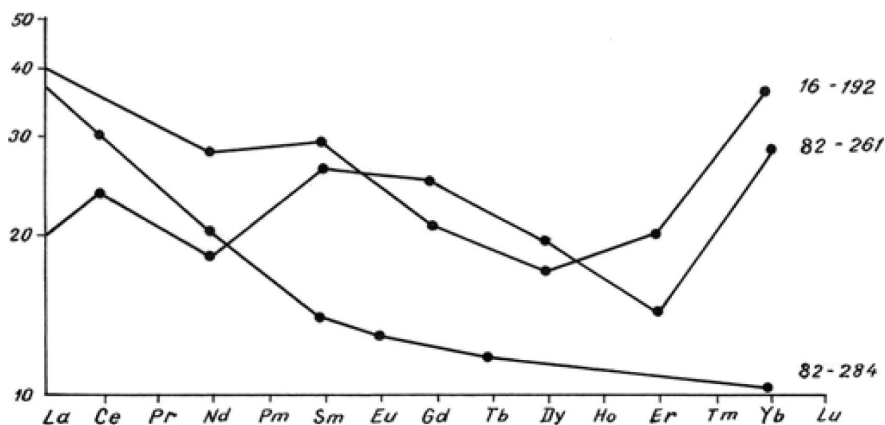


Рис. 1.17. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в эклогитах Макбальского поднятия

Возраст акджонской серии устанавливается как позднепротерозойский. Альфа-свинцовым методом по циркону получены даты 2270 ± 250 и 1840 ± 170 млн. лет (Бакиров, 1978; Бакиров, Королев, 1979). Рубидий-стронциевым методом в эклогитах западной части Кыргызского хребта получены три даты 685; 347 и 233 ± 87 млн. лет. Калий-аргоновым методом по парагониту, развитому по эклогиту, получена дата 482 ± 17 млн. лет (Tagiri et al., 1995). По всей видимости, они отражают более поздние этапы метаморфических преобразований эклогитов. Общая мощность Акджонской серии 1500 м.

1.2. ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В геологической истории Тянь-Шаня интрузивные комплексы данного этапа характеризуются формированием Сарыджазского и Бешторского интрузивных комплексов в Срединном Тянь-Шане.

К Сарыджазскому комплексу относятся два массива – одноименный и Оттукский, расположенные в восточной части Нарынского сектора Тянь-Шаня. Сарыджазский массив представляет собой крупный лакколлит общей площадью более 1200 км². На юге и юго-востоке он ограничен серией дизъюнктивов, принадлежащих зоне Атбаши-Иныльчекского разлома. На востоке, севере и западе гранитоиды трансгрессивно перекрываются породами свиты Большого Нарына, кичиталдысуйской, джетымтауской свит, отложениями O₂₋₃. По отношению к главным складчатым структурам региона массив занимает конкордантное положение. Контакты его с вмещающими метаморфитами толщи Куйлю (AR?) как тектонические, так и интрузивные, иногда постепенные.

Преобладающим распространением среди пород массива пользуются крупно- и среднезернистые порфириовидные гранодиориты массивной текстуры, которые в зоне эндоконтакта сменяются гнейсовидной. Достаточно широким распространением пользуются плагиограниты, а по периферии массива – лейкограниты. В апикальных частях встречаются автолиты гнейсовидных кварцевых монцодиоритов размером до 20–30 м в поперечнике, ассимиляция которых привела к образованию экзотических «шаровых» гранодиоритов. В зоне северо-восточного контакта (верховья р. Адыр-Тор) наблюдался постепенный переход гнейсовидных лейкогранитов эндоконтактовой фации массива через гнейсограниты к полосчатым мигматитам и очковым гнейсам. Причем гнейсовидность и полосчатость этих пород имеет грубосогласное простирание. В междуречье Куйлю и Сары-Джаза переход от мелко-, тонкозернистых такситовых гранитов гнейсовидной текстуры эндоконтактовой фации массива к гнейсам осуществляется через псевдобрекчиевый мигматит. В экзоконтактовом ореоле, помимо выше-

названных пород, встречаются агматиты, небулиты, порфиробластические мигматиты, амфиболиты, плагиогнейсы, кварцито-гнейсы, кристаллические сланцы, относимые к толще Куйлю. Нижние части толщи сложены преимущественно биотит-роговообманковыми гнейсами с прослоями амфиболитов, сланцев, мраморов, в которых выше по разрезу возрастает доля амфиболитов и появляются дистен- и гиперстенсодержащие разновидности гнейсов и биотит-гранатовых сланцев. В верхних частях толщи преобладающее распространение приобретают лейкократовые гнейсы, уменьшается количество прослоев амфиболитов и сланцев.

Что касается куполообразного Оттукского массива (площадью около 250 км²), расположенного севернее Сарыджазского и отделенного от него метаморфическими и осадочными породами венда и фанерозоя, то слагающие его крупно- и среднезернистые порфиробластовые гранодиориты полностью идентичны сарыджазским. Отсутствие в экзоконтактовом ореоле этого массива гранито-гнейсов и мигматитов вызвано, очевидно, более низкой степенью зрелости этой купольной структуры.

Типоморфные ассоциации акцессорных минералов гранитоидов сарыджазского комплекса представлены магнетитом, сфеном, гематитом, цирконом, апатитом, гранатом. Имеющиеся калий-аргоновые датировки пород этих массивов дают значительный разброс возраста от среднего рифея до раннего палеозоя. На геологической карте республики (2008г.) они отнесены к раннему рифею на основании геологических взаимоотношений с перекрывающими их отложениями. Две группы уран-свинцовых датировок по цирконам из пород сарыджазского комплекса, полученные В.В.Киселёвым: 1280 ± 50 и 820 ± 20 млн. лет подтверждают выводы петрографических исследований о многостадийности процессов ультраметаморфизма, сформировавших породы комплекса.

Характер поведения петрогенных элементов и петрографические особенности свидетельствуют о наличии нескольких стадий процесса ультраметаморфизма, в результате которых произошло формирование всей генетически родственной ассоциации пород сарыджазского комплекса. Процесс палингенно-матасоматического гранитообразования, результатом которого явилось формирование гранодиоритов, плагиогранитов и, видимо, кварцевых монцодиоритов, протекал в условиях прогрессивного нарастания щелочности (при возрастании роли калия), кремнекислотности, глиноземистости и убывания фемичности гранитизирующих растворов. Следует отметить, что в целом породы Сарыджазского массива соответствуют калиево-натриевой серии и обладают весьма высокой глиноземистостью, гранодиориты характеризуются повышенной щелочностью, а лейкограниты эндоконтактовой фации отвечают субщелочному ряду.

Образование многочисленных типов мигматитов в пределах экзоконтактового ореола связаны с реоморфической стадией (наличие полосчатых теневого мигматитов-небулитов). В заключительную стадию ультраметаморфизма произошло формирование интрузивно-анатектических лейкогранитов и аплитовидных гранитов, образующих как согласные с гнейсовидностью вмещающих пород, так и секущие её тела. Все стадии становления сарыджазской серии пород сопровождалась процессом кремнещелочного (преимущественно калиевого) метасоматоза, проявившегося не только в порфиробластезе, но и в образовании кварц-полевошпатовых метасоматитов, пегматоидов, анхимономинеральных калишпатитов, расположенных и среди гранитоидов массивов, и среди метаморфитов обрамления.

Естественно, столь пестрый ряд генетически родственных пород Сарыджазского комплекса характеризуется разными типами гранитоидов по классификации (Chappel, White, 1974; White, Chappel, 1977), что и подтвердили исследования М.Д. Геся (2008). По его данным, 50% проб гранитоидов относятся к гранитам S – типа (коэффициент глиноземистости $K \geq 1,1$), 35% проб принадлежит гранитам I-типа ($K = 1,0 - 1,1$) причем оба формируются оба в коллизионной обстановке, часть проб характеризует граниты вулканических дуг ($K \leq 1,0$).

Фигуративные точки составов гранитоидов Сарыджазского комплекса (рис. 1.18) на диаграмме Дж.Пирса (Pearce J.A. et. al. 1984) в координатах Rb – (Y+Nb) тоже соответствуют гранитам вулканических дуг.

Бешторский комплекс, представленный тремя небольшими массивами: Бештор-Тундукским в Пскемском, Музбельским – в Таласском и Алмалыбулакским – в Чаткальском хребтах, судя по преобладающему типу пород (граниты, плагиограниты, гранодиориты, «шаровые» гранодиориты) идентичны сарыджазскому комплексу, как справедливо отмечено авторами «Стратифицированные...», (1982).

Большая часть Бештор-Тундукского массива сложена двуслюдяными порфириформными гранитами (с переходами к плагиогранитам), акцессорные минералы в которых представлены: сфеном, ортитом, магнетитом, апатитом, цирконом, монацитом, торитом, рутилом, флюоритом, гранатом. Грано-

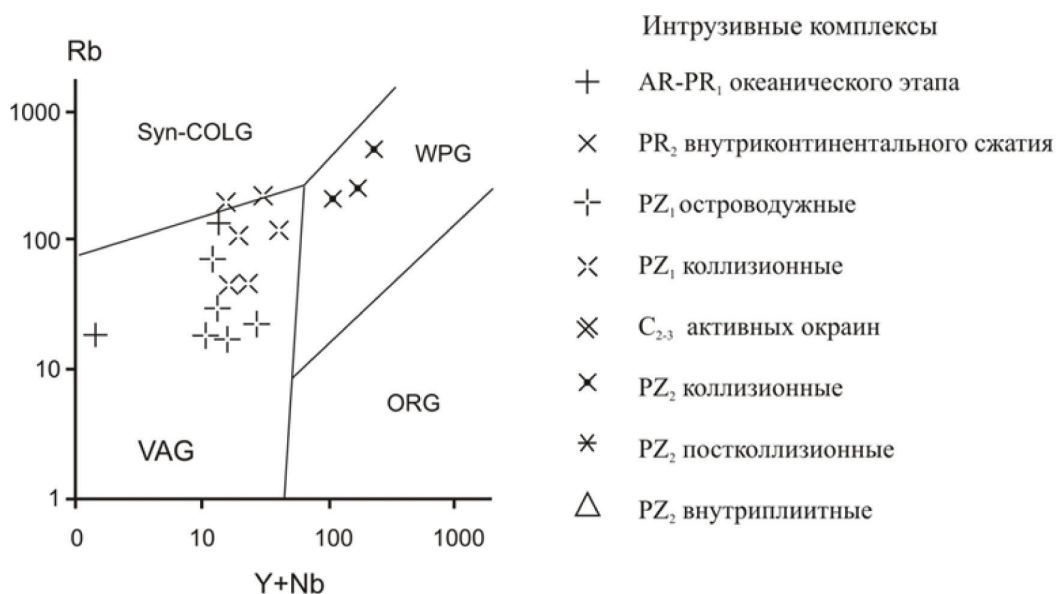


Рис.1.18. Дискриминантная диаграмма (Pearce J.A. et al 1984).
 Поля гранитоидов: VAG – вулканических дуг; Syn-COLG – синколлизонные; WPG – внутриплитные; ORG – океанических хребтов

диориты слагают в гранитах ксенолиты размером до 0,5 кв², характеризуются наличием гнейсовидных текстур. Гранитоиды массива относятся к плюмазитовому, реже к нормальному ряду, с преобладанием натрия над калием.

Возрастное положение бешторского комплекса определяется налеганием на гранитоиды отложенной мурсашской свиты рифея-венда.

Радиологический возраст, определенный по биотиту и мусковиту, колеблется от 824 до 915 млн. лет, что соответствует позднему рифею.

1.3. РУДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Архейско-раннепротерозойский мегаэтап характеризуется крупными залежами серного колчедана, рутилоносных эклогитов, графита, мраморов, слюдястых кристаллических сланцев и кварцитов. Краткая их характеристика сводится к следующему.

Хромитовая ортолиственитовая рудная формация. Она включает хром-никелевые проявления Туктугурбулакской группы в долине р. Кичи-Кемин. На площади развития актюзской свиты, вдоль зон разломов, двумя полосами выходят тела серпентинитового меланжа. Размеры тел этих пород варьируют в широких пределах шириной от 50 м до 250–300 м, протяженность от 100 до 1–2 км. По данным Актюзской ГРП (Н.И. Дорошенко и др., 1962), они содержат редкую вкрапленность хромита. Содержание хрома в рудной зоне достигает 0,12 %, никеля – от 0,1 до 25 %. Отмечаются также повышенные концентрации меди и кобальта, иногда образующие собственные минералы (халькопирит, малахит, азурит, кобальтин, блеклые руды).

Серпентиниты и образованные за их счет листвениты образуют крупные тела среди мигматитов кеминской серии. В междуречье Чон- и Кичи-Кемин, начиная от слияния рек Чу и Чонкемин, к северу тянется полоса шириной около 300–500 м, протяженностью до 20 км. Отдельные тела их встречаются в долине р. Чон-Кемин, образуя довольно крупные выходы (в долине р. Долпран). Однако они пока остаются слабо исследованными.

Серно-колчеданная рудная формация. Колчеданные руды Ачикташского месторождения расположены в западной части Кыргызского хребта, в месте слияния рек Ачикташ и Алмалы. Рудные залежи приурочены к двум горизонтам графитистых сланцев нельдинской свиты. Углеродистые сланцы сульфидизированы и являются рудоносными. Рудоносные тела, по данным Э.Б. Байбулатова (1964), обладают линзовидно-пластовой формой мощностью от 20 до 100 м. Внутри них рудные тела образуют серии линз мощностью от 1–20 до 60–70 м, протяженностью от первых десятков до 1000 м (рис. 1.15). Наиболее крупное из этих тел – Ачикташское колчеданное месторождение. До 90 % рудного минерала представлен пиритом. Отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин.

На месторождении Ачикташ в 30–50-е годы прошлого столетия проведена предварительная разведка под руководством Я.С. Висьневского и И.Ф. Мереньянинова, которые заключили, что объект принадлежит к крупным месторождениям, пригодным для химической промышленности (Байбулатов, 1964).

Рутил-эклогитовая рудная формация. Наиболее типичным представителем этой формации является актюзский метаморфический комплекс. На правом борту р. Кичи-Кемин рудные тела представлены линзами амфиболитованных эклогитов мощностью от 1 до 50–60 м, протяженностью до 500 м, занимая 15–20 % площади выхода актюзской свиты.

Рутил представляет собой акцессорный минерал эклогитов и часто содержится в неизменном виде в апоэклогитовых породах (гранатовых амфиболитах, амфиболитах, глаукофанитах). Содержание рутила в эклогитах актюзской свиты – 3–4 %, часто увеличиваясь до 7 %. Рутил практически не имеет вредных примесей (окиси хрома, сульфидов, фосфатов) и по химическому составу отвечает высококачественному пигментному сырью – белилам. Наиболее перспективными представляются эклогиты и апоэклогиты актюзской свиты, среднее содержание рутила в которых составляет 3–4%, а непосредственно содержание TiO_2 – в среднем 2,75%, что отвечает требованиям промышленности.

В минералогических пробах примерно 70–80% выделенной тяжелой фракции составляет чистый без сростков рутил и 1–1,5% сфен, остаток представлен апатитом. Рутил является высококачественным пигментным сырьем.

В эклогитах Макбальского поднятия концентрация рутила варьирует от 1 до 5%. Добыча рутила из этих пород возможна при комплексной разработке как рутил-гранатовых руд.

Графитовая рудная формация. В Северном Тянь-Шане, по данным некоторых авторов (Турдукеев и др., 1995), графитовая формация представлена несколькими графитопроявлениями в тегирментинской свите в Заилийском хребте, в байсорунской свите в Кунгейском хребте и нельдинской свите в западной части Кыргызского хребта. Среди них наибольший интерес представляют Культор-2 и Орто-Байсоорун. Первый из них находится в верховьях одноименной реки, где встречены несколько линз длиной более 6 м, мощностью 0,7–1,0 м и содержанием графита 60–80 %. Орто-Байсоорун расположен в 6–7 км севернее пос. Ананьево. 2 пласта графитистых сланцев имеют длину 20–50 м, мощность 0,8–2,0 м и содержание графита – 20 и более процентов. В нельдинской свите графитистые сланцы образуют горизонты мощностью 40 и более метров, протяженностью много километров. Содержание графита достигает 20 %. К ним приурочены месторождения серных колчеданов, самым крупным из которых является Ачикташское (см. выше).

Графитоносными являются все выходы пород архей-нижнепротерозойского мегакомплекса. Высокоперспективными являются графитовые месторождения в свите Куйлю в бассейне р. Сары-Джаз. Относительно слабая графитоносность отмечается в толще Каргыш Тахталыкской гряды и в семизсайской и терексайской свитах Кассанского метаморфического комплекса.

В бассейне р. Сары-Джаз месторождения чешуйчатого графита связаны с Куйлю–Адырторской рудной зоной (Байбулатов, Рыков, 1985; Турдугеев, Рыков, Чукулов и др., 1995). Рудные тела высококачественного крупночешуйчатого графита прослеживаются в виде цепочки вдоль выходов метаморфических пород свиты Куйлю в широтном направлении от верховьев р.р. Куйлю и Кумтор на западе до р. Адыртор на востоке. Среди серии рудопроявлений и месторождений (Арпатакыр, Куйлю, Каратор, Адыртор и др.) наибольший практический интерес представляет Куйлю–Арпатакырская графитоносная площадь. Она прослеживается вдоль правого склона долины р. Куйлю, в 7–8 км выше слияния с р. Сары-Джаз. Графитовое оруденение здесь образуют три стратифицированных горизонта в верхней 200–250-метровой части разреза свиты Куйлю. Среди гранат-слюдистых кристаллических сланцев, кварцитов, офикальцит-кальцифировых мраморов встречаются горизонты графитоносных плагиогранито-гнейсов мощностью 20–50 м. Содержание крупночешуйчатого графита варьирует от 7–8 до 30 % (среднее 10–15 %).

Минеральный состав графитоносных гнесов (в %): графит – 14, мироклин – 20, ортоклаз – 7, плагиоклаз – 7, биотит – 5, пироксен-диопсид – 30, геденбергит – 8, кварц – 0,5. Изредка присутствуют сульфиды (пирит, халькопирит, галенит и др.) до 0,5 % от общей массы, а также единичные зерна циркона, волластонита, апатита, сфена, цоизита.

Химический состав графитовых руд (в %): С – 92,10; CO_2 – 0,26; SO_3 – 0,50; H_2O – 0,04; зола – 7–10 соответствует кондиционным требованиям к тигельному графиту.

Как отмечают ученые (Турдукеев, и др., 1995), по физико-химическим и технологическим свойствам графиты Арпатакыра относятся к высокосортному сырью, пригодному для производства целого

ряда промышленных изделий (металлургических тиглей, смазочных материалов, технических алмазов и др.). По запасам и качеству месторождения Куйлю–Адырторской зоны не уступают известным графитовым месторождениям ближнего (Завальевское, Тайгинское, Петровское, Хинганское) и дальнего (Мадагаскара, Китая, Бразилии) зарубежья.

С метаморфическими образованиями архея-раннего протерозоя также связан ряд проявлений граната, чешуйчатой слюды и кварцитов.

Гранат. Гранатсодержащие породы широко распространены в эклогитоносных комплексах Тянь-Шаня. Имеющиеся в них гранаты обладают высокой твердостью и удельным весом и являются ценным сырьем для производства абразивного материала. В этом отношении одинаково перспективны как эклогиты и их диафториты, так и вмещающие породы перечисленных свит.

Гранаты Макбальского поднятия представлены размерами 1–1,5 см в поперечнике, а их содержание достигает 30% объема породы. Положительным свойством граната является то, что при дроблении до фракции 1 мм он полностью освобождается от сростков других минералов.

Чешуйчатая слюда. Чешуйчатая слюда содержится в метапелитах макбальской, нельдинской и актюзской свит. Месторождение чешуйчатой слюды, расположенное на территории соседнего Казахстана (месторождение Каинды) и обладающее большими запасами, приурочено к сланцам нельдинской и макбальской свит. Отдельные горизонты нельдинской свиты состоят из кварц-мусковитовых сланцев, содержание мусковита в которых составляет до 40–50%. Технические испытания, проведенные Ю.А.Алехиным (1971), показали, что мелкочешуйчатая слюда легко обогащается и является ценным сырьем ряда производств.

Отдельные типы пород актюзской свиты также могут являться сырьем для извлечения мелкочешуйчатой слюды. В мусковит-калишпатовых гнейсах, мусковитовых плагиогнейсах, кварц-плагиоклаз-мусковитовых и кварц-мусковитовых породах содержание слюды достигает 50%, при минимальном содержании 10%.

Кварциты. Кварциты широко распространены в пределах макбальской свиты западной части Кыргызского хребта. Выделяется несколько разновидностей кварцитов. Они представлены целыми горизонтами и пачками слоев, мощность которых колеблется от 20–40 м до 100–160 м, а площадь выхода на поверхности составляет более 4 км². Приблизительные запасы на глубине 200 м составляют многие миллиарды тонн. Химический состав кварцитов (среднее из 1923 проб) очень близко подходит к требованиям ГОСТ для кварцевых материалов, используемых в стекольной промышленности.

Эти кварциты изучены и выяснена их пригодность в качестве флюсов при производстве желтого фосфора, меди, никеля. Мономинеральные разности используются в производстве ферросплавов как огнеупоры и кислотоупоры (Алехин, 1971). Кроме того, кварциты широко применяются как облицовочный материал.

В этих кварцитах заключены жилы гранулированного кварца. Благодаря хорошей прозрачности в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях спектра, химической, термической и радиационной стойкости, высоким техническим и электроизоляционным свойствам он широко применяется в новейших отраслях науки и техники, и потребность в нем в настоящее время очень высокая.

Алмаз. Впервые о возможной алмазности эклогитоносных комплексов Тянь-Шаня предположил еще в 60-е годы прошлого столетия А.Б.Бакиров. Многие геологи отнеслись к этому вопросу скептически. Главным аргументом в пользу этой идеи были наличие эклогитов и сходство геологической обстановки с алмазными районами Северного Казахстана и Урала (Бакиров, 1973). В районе Кокчетавского массива Северного Казахстана М.А.Абулкабирова в 40-е годы находила эклогиты и предположила наличие в них алмазов. Они были обнаружены в 70-е годы после долгих лет споров и поисковых работ. Здесь же в конце 80-х были обнаружены микроалмазы (Sobolev, Shatsky, 1990). В последние годы во многих коэзитсодержащих эклогитоносных метаморфических комплексах мира установлено наличие алмазов (в Восточном Китае, Норвегии, Марокко).

Петрологические исследования последних лет эклогитоносных комплексов Тянь-Шаня позволили установить наличие сверхвысоких давлений, достаточных для образования алмазов (Tagiri, Bakirov, 1990; Bakirov et. all., 1998). В последних работах приведены данные по исследованию характера эволюции физико-химических условий метаморфизма кыргызстанских эклогитоносных комплексов, позволяющие предположить, что они могли пройти через Р-Т условия, при которых устойчивы алмазы.

ГЛАВА II. ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕГАЭТАП

Комплексы протерозойского континентального мегаэтапа представлены различными осадочными и вулканогенными комплексами внутриплитной и рифтогенной обстановок. Установлены также зональные метаморфические комплексы, включающие в себя как осадочные, так и деформированные магматические тела, а также гранитные плутоны, представляющие собой образования внутриплитного сжатия.

В результате интенсивного шарьирования в процессе каледонских, частично герцинских и альпийских деформаций геологические тела протерозойского мегаэтапа тектонически перемешаны с палеозойскими образованиями, что часто служило источником дискуссии возрастного датирования толщ.

2.1. ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Внутриплитные осадочные комплексы образуют ниже-среднерифейский терригенно-карбонатный чехол, надстраивающий ниже-среднерифейские рифтогенные формации. Выходы его имеются в Северном и Среднем Тянь-Шане, Таласо-Каратауском блоке. Скачком метаморфизма и проявлением гранитоидного магматизма он отделён от пород кристаллического фундамента. Породы его изменены в зелёсланцевой фации метаморфизма.

Мегакомплекс подразделяется на ряд серий и свит, взаимоотношения между которыми часто тектонические. В Северном Тянь-Шане наиболее полно он представлен в Макбальском и Бурханском районах (Бакиров и др., 2006). В Макбальском районе на кристаллических сланцах, амфиболитах, мраморах, кварцитах акджонской серии нижнего протерозоя по тектоническому контакту налегают породы шаркыракской серии. Серия сложена внизу мраморами и сверху мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами. Среди мраморов встречаются горизонты кварцитов. В сланцах отмечаются ритмиты, в обломочных разновидностях которых преобладает кварцевый материал. В мраморах обнаружены биогермы строматолитов, среди которых В.В. Макарихиным определены формы, распространённые в раннем протерозое и частично в рифее. Мощность серии – 1000–1200 м. Выше шаркыракской серии (рис. 2.1) помещается тектонически обособленная караджилгинская серия предположительно нижнего-среднего рифея, состоящая внизу из мраморизованных известняков, сверху – из серых и чёрных серицитокварцевых филлитов, содержащих прослой тонкоплитчатых кварцитов и горизонты окварцованных доломитов. Мощность серии достигает 1200 м. Толща прорвана гранитоидами караджилгинской интрузии, возраст цирконов которой датируется цифрой 1105 ± 25 млн. лет (Pb/Pb) (Киселёв и др., 1982).

С размывом на караджилгинской серии лежит ортотауская свита среднего рифея. В свите обособливаются три крупных ритма, основание каждого из которых начинается кварцитовидными песчаниками, сменяющимися сверху алевритами, глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами и венчающимися строматолитовыми мраморизованными известняками и доломитами. Мощность свиты достигает 2500 м. Толща прорвана гранитами кызылтаской интрузии с возрастом цирконов 1100 ± 10 млн. лет и диоритами с единичными датировками цирконов в 1280 ± 10 млн. лет (Киселёв, 1999). Свита содержит постройки строматолитов *Baicalia baicalica* (Masl.), которые, по заключению определявшего их И.Н. Крылова, характерны для среднего рифея. Ортотауская свита перекрывается с угловым несогласием толщей кварцитов, кварцевых конгломератов и сланцев джельдысуйской (оввской) свиты. Карбонатные породы представлены мраморами кальцитовыми и доломитовыми, мраморизованными известняками. Окраска пород преимущественно светлая. Содержат терригенную примесь в виде окатанных, иногда с хорошо различимыми следами эоловой обработки, зерен кварца, полевых шпатов, кварцитов, кристаллических сланцев.

Среди мраморов более широко распространены кальцитовые разности. Сложение пород массивное, толсто- и среднеслоистое. При чередовании создают тип чечевицеобразной бугристой слоистости (нодулярный тип). Текстура довольно часто полосчатая, пятнистая, обусловленная стяжением графитового материала. В основную карбонатную массу вкраплены мелкие чешуйки и таблички слюд (серицит, хлорит, мусковит). Доломит встречается в виде зерен неправильной и ромбовидной формы, образующих скопления мелких гнёзд. Чистые доломитовые мраморы образуют самостоятельные прослои и горизонты, чаще линзообразные тела среди кальцитовых мраморов. Песчаники с базальным карбонатным цементом образуют редкие выдержанные по простиранию массивные тела. Первичные текстурно-структурные особенности сохраняются крайне редко. Из них можно отметить наличие на

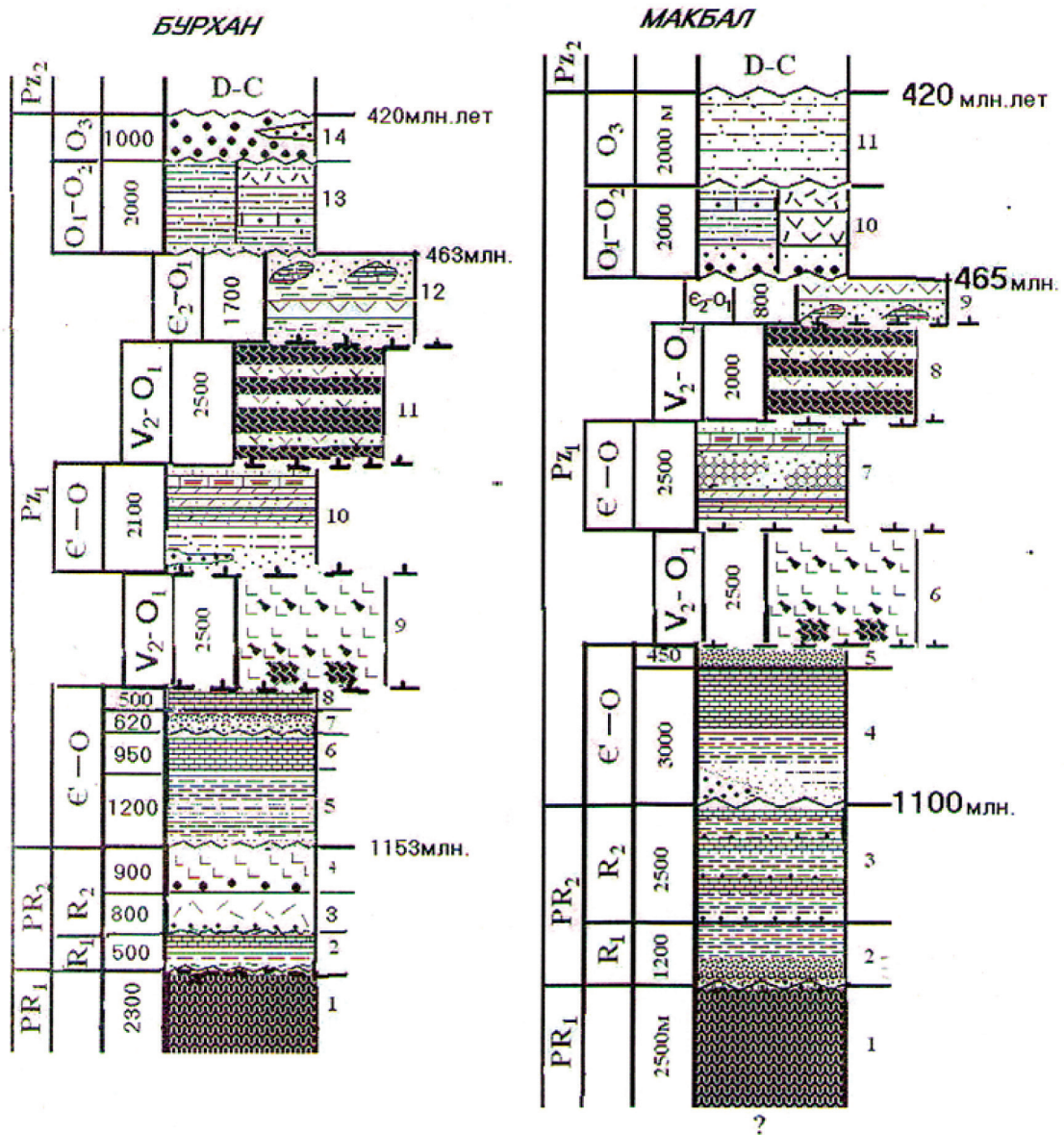


Рис. 2.1. Структурные элементы Макбальского и Бурханского районов Северного Тянь-Шаня.
Структурные единицы Бурханского района

Автохтон (Макбало-Бурханская единица) 1–8, 10: 1 – карагоманская серия: гнейсы гранат-слюдяные, гранат-амфиболовые сланцы, слюдистые кварциты, силикатно-карбонатные сланцы, мраморы (PR₁); 2 – джилубулакская свита: чёрные филлиты, алевролиты, кварцевые песчаники, доломиты со строматолитами (R_?); 3–4 – бурханская серия: 3 – экургенкольская свита: конгломераты, порфириоиды, филлиты, 1350 млн. лет; 4 – бельчийская свита: вулканомиктовые конгломераты в основании, миндалекаменные порфириты, субсогласные силы (R₂), плагиограниты с возрастом 1153 млн. лет; 5–6 – сарыбулакская серия: 5 – тарагайская свита: серицито-глинистые, хлорит-серицит-глинистые филлиты, иногда углеродистые сульфидизированные; 6 – суекская свита: массивные грубоплитчатые битуминозные ленточно-слоистые доломитистые известняки с пачками углеродистых с пиритом сланцев. Спикулы губок отряда Triaxinida, *Ulcundia* sp., *Conurion* sp., *Sphaeroidea*, строматолиты (E-O); 7 – джиллуусуйская свита: светлые розоватые косослоистые песчаники, глинистые сланцы с прослоями известняков, кремнистые породы (E-O); 8 – учемчекская свита: тонкослоистые известняки и глинисто-карбонатные сланцы, вверху тёмно-серые массивные известняки (E-O). Нижний аллохтон: 9 – терсской единица: полосчатые зеленоватые и лиловатые туфогенные кремнистые сланцы, спилиты, их туфы с редкими прослоями полимиктовых песчаников; в кремнях радиолярии, спикулы губок, фито- и зоопроблематики (V₂-O₁). Средний аллохтон: 10 – верхненарынская единица: в нижней части джолколотская свита, сложенная кварцитовидными песчаниками, полимиктовыми конгломератами, алевролитами и аргиллитами зелёного, серого и лилового

цвета; верхняя часть представлена ашуйрыкской свитой тёмно-серых, чёрных углеродистых сланцев, плитчатых и массивных известняков, карбонатных брекчий с онколитами, калькаренины (Є-О). Верхний аллохтон – 11–12; 11 – тургеняксуйская единица: диабазы, порфириды, туфы (V_2-O_1), 12 – таштамбекторская единица: пёстроокрашенные песчаники, сланцы, кремни, прослои порфиритов, туфов, карбонатные олистостромы ($Є_2-O_1$). Неоавтохтон – 13,14; 13 – среднеордовикский: два типа разрезов среднего ордовика; первый тип представлен сулусайской свитой, состоящей из флишеподобной толщи песчаников, алевролитов с граптолитами (O_2), второй тип – арабельская свита, нижняя часть которой сложена ритмичным чередованием кварцито-песчаников и известняков с брахиоподами, верхняя часть – кварцито-песчаники с полимиктовыми конгломератами, туфы дацитовых порфиритов (O_2); 14 – верхнеордовикский – чонджаналачская свита: полимиктовые конгломераты, песчаники (O_3). Прорваны гранитоидами верхнего ордовика и силура.

Структурные единицы Макбальского района

Автохтон (Макбало-Бурханская единица) – 1–5: 1 – акджонская серия: гранат-мусковит-кварцевые, гранат-хлоритоид-талковые сланцы, эклогиты, амфиболиты, мраморы, кварциты; 2 – шаркыракская серия: мраморы, кварциты, кварцевые гравелиты, со строматолитами, мусковит-хлорит-кварцевые сланцы (PR_1); караджилгинская (возможно, аналог шаркыракской) серия: серые, чёрные филлиты с прослоями кварцитов и окварцованных доломитов; 3 – ортоауская серия: три мезоритма, начинающихся алевролитовыми и глинисто-карбонатными сланцами и затем мраморизованными известняками со строматолитами (R_2). Рвётся гранитами с возрастом 1105 ± 25 млн. лет; 4 – кенкольская серия: внизу зеленовато-серые филлиты, алевролиты, песчаники, мраморизованные известняки (курганташская свита), вверху – сланцево-карбонатный флиш, строматолитовые известняки (оввская-терсбутацкая свита). Радиоциаты, в кремнистых прослоях *Ulcundia* sp. и спикулы губок (Є-О?); 5 – джельдысуйская свита: кварциты, гравелиты, песчаники косослоистые с глауконитом, глинистые сланцы. Следы илоедов, растительной ткани (Є-О?). Нижний аллохтон: 6 – терекская единица: внизу туфы, туфопесчаники, выше диабазы, порфириды, кремни с радиоляриями, губками, конодонтами, микрооссилиями, зоопроблематиками, следами илоедов (V_2-O_1). Средний аллохтон: 7 – западно-киргизская единица: песчаники, алевролиты с линзами гравелитов, конгломератов, вверху онколитовые известняки, доломиты, калькаренины, чёрные углеродистые сланцы. Криноидеи (Є-О?). Верхний аллохтон – 8–9: 8 – караарчинская единица: диабазы, порфириды, туфы, шаровая и подушечная отдельность лав. Радиолярии, спикулы губок, конодонты (V_2-O_1); 9 – караджоргинская единица: карбонатные олистостромы, порфириды, песчаники, гравелиты, туфы, кремни. Трилобиты, брахиоподы ($Є_2-O_1$). Прорвана гранодиоритами с возрастом 465 млн. лет. Неоавтохтон: 10 – среднеордовикский: 10 – утмекская толща: базальтовые порфириды, андезиты, дациты, их туфы (O_1-O_2); долонская серия: терригенный флиш, андезиты, туфы андезитовых порфиритов, граптолиты (O_1-O_2); алмалинская свита: базальные конгломераты, гравелиты, красноцветные песчаники, алевролиты с редкими прослоями оолитовых известняков. Гастроподы, брахиоподы ($O_{2,3}$); 11 – верхнеордовикский, карасайская свита: тёмно-зелёные, буровато-серые, красновато-бурые песчаники с прослоями алевролитов (O_3). Прорваны гранитоидами верхнего ордовика и силура.

поверхностях напластования слабовыраженных волноприбойных знаков, мелкой кривой мульдообразной слоистости, что позволяет предположить присутствие обломочных разновидностей карбонатов. В некоторых районах прекрасно сохранились водорослёвые строматолитовые образования, в большинстве же случаев от них остались лишь слабо различимые следы. Строматолитсодержащие горизонты имеют вид массивных, выдержанных по простиранию пластов с отдельными буграми-раздувами. Подобные горизонты, скорее всего, можно интерпретировать как древние биостромы.

Основание чехла в Бурханском районе представлено джилубулакской свитой (Киселёв, 1991). Контакт с подстилающими кристаллическими сланцами тектонический. Свита сложена в основном чёрного цвета филлитами, сменяющимися выше тонким чередованием сланцев, алевролитов и мелкозернистых существенно кварцевых песчаников. Свита венчается 40–60-метровой пачкой массивных доломитов со строматолитами. Видимая мощность свиты – 500 м.

На этом же стратиграфическом уровне в хребте Терской Ала-Тоо в пределах Бурханского района терригенно-карбонатные комплексы чехла включают рифтогенные формации экургенкольского стратиграфического горизонта.

Рифтогенный комплекс выделен под названием бурханской серии (Киселёв, 1991) и представляет собой диабазово-порфиридную ассоциацию, объединяющую экургенкольскую и бельчийскую свиты. Характеристика комплекса приведена в разделе «Комплексы континентальных рифтов». Он имеет зна-

чительную мощность (до 2700 м) и перекрывается терригенно-карбонатными отложениями кенкольского регионально-стратиграфического горизонта.

В Бурханском районе этому регионально-стратиграфическому горизонту отвечает сарыбулакская серия. Нижняя её часть сложена серицито-глинистыми сланцами мощностью до 1200 м, верхняя – массивными и грубоплитчатыми битуминозными ленточно-слоистыми доломитовыми мраморизованными известняками с пачками чёрных углеродисто-глинистых сланцев мощностью до 1000 м. Толщи серии прорваны плагиигранитами Джаманэчкинской интрузии с уран-свинцовым возрастом цирконов в 1140 ± 40 млн. лет (Киселёв и др., 1989). Известны также первые находки – микропалеонтологические остатки раннего палеозоя.

В Срединном Тянь-Шане фрагментом осадочного плитного комплекса может предполагаться толща Ирису (Королёв, Максумова, 1984), подстилающая нижние порфиroidы серии Большого Нарына в ядре брахиантиклинальной складки, пропиленной рекой Ирису (левый приток реки Нарын) в хр. Нарын-Тоо. Она сложена тёмно-зелёными слюдясто-полосчатыми породами (80 м), представляющими чередование тёмно окрашенных альбит-кварцевых сланцев и светлых кварцитов по кварцевым песчаникам. На них с размывом и небольшим угловым несогласием лежат белые, розоватые и буроватые песчаники и гравелиты (10 м). Песчаники постепенно сменяются светлыми блестящими гофрированными серицито-кварцевыми сланцами с включениями псаммитовых зерен кварца и плагноклаза (12 м). По-видимому, те же песчаники, залегающие на эродированной поверхности протерозойских гранитоидов, описаны М.М.Пуркиным в западной части хр. Ак-Шийрак (восточный) (Геология СССР, т. XXV, 1972). На песчаниках залегают порфиroidы свиты Большого Нарына. Возраст толщи Ирису и её корреляция с осадочными плитными комплексами Северного Тянь-Шаня пока являются проблематичными.

К этому стратиграфическому уровню в Срединном Тянь-Шане отнесена толща нижних порфиroidов. Перекрывающая её вулканогенно-терригенно-карбонатная толща с изотопными датировками порфиroidов и туфопесчаников в 1265–1325 и 1250 ± 20 млн. лет (Киселёв, 1991). Они перекрываются Больше-нарынской серией порфиroidов верхнего рифея. Возраст риолита из свиты Большого Нарына 684 ± 4 млн. лет, дацита из байконурских диамиктитов 836 ± 4 млн. лет (Kröner, et al., 2009), коррелируемых с Marinoan оледенением.

В Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня возможным аналогом ниже-среднерифейских комплексов является ичкелетауская серия (Королёв, Максумова, 1968). Толщи серии слагают водораздельные части хр. Таласский Ала-Тоо и хр. Ичкелетау в пределах поднятых блоков (Узунахматского и Малокаройско-Колбинского).

Основание разрезов Узунахматского блока сложено каракульджинской свитой кристаллических сланцев (слюдяными и гранатовыми) с горизонтами мраморизованных известняков. Свита Т.А.Додоновой (1958) датировалась ранним протерозоем. Позже геологи – съёмщики отнесли эту свиту к контактово-метаморфическим образованиям пород вышележащей карабуринской свиты, метаморфизм пород которой, возможно, связан с воздействием нескрытой интрузии в зоне сочленения Таласо-Ферганского разлома и линии Николаева. Выше метаморфических пород каракульджинской свиты помещена чиимташская свита кварц-плагноклазовых порфиroidов, амфиболитов, туфов основных эффузивов с возрастом цирконов 1100 млн. лет (Киселёв, 1991). Свита, скорее всего, знаменует рифтогенный этап развития территории (описание её приведено в разделе «Ниже-среднерифейские рифтогенные комплексы...»)

Чиимташская свита надстраивается мраморами, доломитами, графитистыми сланцами бакаирской и ленточно-слоистой карбонатно-филлитовой с кварцевыми песчаниками карабуринской свиты в Таласском Ала-Тоо и их аналогами в хр. Ичкелетау. Они объединены в ичкелетаускую серию ниже-среднерифейского (?) возраста (Королёв, Максумова, 1984). Известняки верхней части карбонатной серии приобретают обломочную структуру (калькарениты) и образуют градационно построенные ритмы, характерные для турбидитовых отложений флишевых серий. С размывом и конгломератами в основании на известняках карабуринской свиты залегает узунахматская свита песчаников, чередующихся с филлитовидными сланцами. Текстурно-структурные характеристики слагающих пород свиты позволяют относить их к выносам зерновых и реже турбидных потоков обломочного терригенного и карбонатного материала. Смена отложений бакаирской свиты, образовавшихся в условиях мелководья более глубоководными отложениями турбидитов и грейнитов верхов карабуринской и особенно узунахматской свиты, свидетельствует о постепенном формировании склона, обращённого к расширяющемуся и углубляющемуся верхнерифейскому рифту. В толщах Узунахматского блока не обнаружено

каких-либо палеонтологических остатков. Породы изменены в зелёсланцевой фации метаморфизма (хлоритовая субфация), смяты в узкие вертикальные изоклиальные складки.

Комплекс отложений Узунахматского блока может интерпретироваться как фрагмент чехла распавшегося в позднем рифее суперконтинента. Сходно построенные ниже-среднерифейские отложения описаны выше в пределах Северо-Тяньшаньского микроконтинента, Северо-Китайской платформы, Тарима и других континентальных блоков распавшейся окраины Восточной Гондваны.

2.2. КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

В пределах Северного Тянь-Шаня установлены два уровня рифтогенных образований: ниже-среднерифейский и верхнерифей-вендский, отделённых друг от друга внутриплитными осадочными комплексами рифея.

2.2.1. Ниже-среднерифейские рифтогенные комплексы Северо-Тяньшаньского (Иссыккульского) и Таласо-Каратауского микроконтинентов

В пределах Северо-Тяньшаньского микроконтинента это диабазово-порфиroidный комплекс Бурханской серии, объединяющий экургенкольскую и бельчийскую свиты. Для комплекса характерны (Киселёв, 1991) контрастный состав вулканитов, парагенезис с обломочными и грубообломочными породами. Основание представлено конгломератами, залегающими со стратиграфическим несогласием на различных подстилающих толщах. Галька состоит из гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, кварца, гранитов, редко карбонатных пород. Грубобластические отложения сменяются массивными горизонтально- и косослоистыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками с линзами и струями гравелитов и конгломератов. Детали строения толщи позволяют реконструировать континентальную аллювиально-дельтовую седиментацию.

Надстраивающий терригенные фации диабазово-порфиroidный вулканогенный комплекс имеет значительную мощность (до 2700 м). По соотношению основных петрохимических элементов, антидромной направленности магматизма и ассоциации с обломочными фациями комплекс относится к рифтогенным грабеновым формациям. Цирконы датируют этот эпизод магматизма в 1320 ± 20 млн. лет. (ТИЭ Rb/Pb) (Киселёв, 1991).

В верхнедокембрийско-нижнепалеозойском разрезе Таласо-Каратауского микроконтинента выделены комплексы автохтона и надвинутых на него с северо-востока и с юго-запада аллохтонов, Малокаройско-Колбинского и Узунахматского соответственно (Максумова и др. 2001; Maksumova et al. 2009).

Основание разреза отложений Таласо-Каратауского микроконтинента сложено рифейскими толщами Узунахматского и Малокаройско-Колбинского аллохтонов. Низы разрезов отложений Узунахматского аллохтона представлены кварц-плагиоклазовыми порфирами, надстраивающимися рассланцованными амфиболовыми сланцами, базальтоидами, туфами основных эффузивов чиимташской свиты с секущими и послойными дайками диабазов. Возраст цирконов из секущей дайки гранофилов, определённый методом ТИЭ, – 1100 ± 10 млн. лет (Киселёв, 1991). Порфиroidы отнесены к среднерифейскому рифтогенному комплексу, коррелируемому, скорее всего, с рифтогенным комплексом бурханской серии Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента

Ниже-среднерифейский рифтогенез не привёл к раздроблению континентальной коры, и рифты запечатались последующими терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными средне-позднерифейскими и нижнепалеозойскими отложениями чехла.

2.2.2. Верхнерифей-вендские рифтогенные комплексы

В позднем рифее-венде широко проявились процессы растяжения и раздробления континентальной коры окраины Восточной Гондваны (Моссаковский и др., 1993). Были заложены рифтогенные структуры, позднее трансформированные в океанические.

Рифтогенные комплексы позднерифей-вендского возрастного интервала широко представлены на северо-восточной окраине (здесь и далее в современных координатах) Таласо-Каратауского микроконтинента (Малокаройский рифт) и северной окраине Палеотарима (Байконурский рифт) в Среднем Тянь-Шане. Рифтогенные формации Палеотарима образуют протяжённый пояс от Улутау через Большой Каратау, Чаткальский и Пскемский хребты, хребты Джетымтау, Нарынтау, Сары-Джаз до Куруктага в Китае.

Рифтогенные комплексы Байконурского рифта имеют широкое площадное распространение в Срединном Тянь-Шане. Основание рифтогенного комплекса составляет вулканогенно-терригенная формация (свиты Жаргалач, Сарыбельный-Чонторы в хребтах Джетым-Тоо и Нарын-Тоо, мурсашская в Чаткальском и Пскемском хребтах, ранская в Большом Каратау). В Пскемском хребте и на Сары-Джазе формация с размывом залегает на гранитоидах с возрастом 830 млн. лет, в Северо-Западном Каратау – на граносиенитах с возрастом 720 млн. лет. Возраст порфиридов, составляющих горизонты внутри жаргалачской свиты по датировкам цирконов, полученных уран-свинцовым и свинец-свинцовым методами, – от $690 \pm$ до 830 ± 20 млн. лет (Сагындыков, Судоргин, 1984). В терригенных породах той же свиты Р.Н. Огурцовой обнаружены микропроблематичные органические остатки верхнего рифея. В различных районах Срединного Тянь-Шаня соотношение терригенных и вулканогенных компонентов сильно меняется. Вулканогенные породы А.А. Судоргиным объединены в кашкасуйско-жаргалачский риолит-риодацит-трахиандезит-трахибазальтовый комплекс. Вулканизм по характеру полифациальный (эффузивный, эксплозивный, субвулканический), по направленности – антидромный, по составу – бимодальный с ярко выраженным калиевым уклоном в начале и калиево-натровым – в конце.

В Пскемском хребте формация почти целиком составлена эффузивами основного состава и туфами. Субвулканическую фацию покровных вулканитов представляют дайки разнообразных диабазов и диабазовых порфиритов. В хребтах Джетымтау и Нарынтау вулканизм проявляется в виде эксплозий пепловой кристалло- и витрокластики, излияний кислых, средних, редко основных лав. Извержения связаны с аппаратами центрального типа. Терригенные компоненты, выполняющие грабены, представлены аркозовыми и кварц-аркозовыми косослоистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с текстурно-структурными особенностями мелководных прибрежно-морских или аллювиальных отложений.

После завершения активного вулканизма вся территория вовлекается в погружение, связанное, очевидно, с разрывом и раздвигом в зоне центрального рифта.

На окраине Палеотарима формируется континентальный склон, обращённый к возникшим в венде Ишим-Нарынской и Ишим-Каратауской палеоокеаническим структурам. Рифтовые грабенообразные структуры резко погружаются. В них происходит лавинная седиментация отложений, объединённых в группу тиллоидных формаций (джетымская серия). Она подразделяется на тиллоид-углеродисто-сланцевую железорудную формацию, составляющую нижнюю часть серии (собственно свита джетымтау), тиллоидную флишоидно-молассовую формацию (шорашуйская свита, свита джакболот и их аналоги), верхи серии обособлены в качестве байконурского тиллит-тиллоидного горизонта (Королёв, Максумова, 1984).

Рифей-вендские рифтогенные формации имеют большую мощность (до 3000 м). Фациальный облик толщ свидетельствует о возникновении в Срединном Тянь-Шане ряда крутых уступов в условиях горного рельефа, ступенчато понижающихся в северном (современные координаты) направлении. Со склонов этих уступов устремлялась масса обломочного материала, в том числе ледникового. Разносился он системой гравитационных потоков. Ясно выраженная тенденция общего погружения территории привела в кембрии-раннем ордовике к появлению фаций континентального склона и затем приконтинентальной абиссальной океанической равнины (шортурская серия кембрия-среднего ордовика).

Состав и строение, фациальная изменчивость верхнерифей-вендских формаций Срединного Тянь-Шаня близка формациям молодых континентальных рифтов, таких как Байкальский, Восточно-Африканский, Рейнский. Последовательность формационных комплексов позволяет восстановить дорифтовую стадию регионального воздымания с преобладанием эрозии (вулканогенно-терригенная формация верхнего рифея), стадию регионального растяжения и интенсивной вулканической деятельности. Стадию начального рифтогенеза сменяет во времени провальная стадия с расширением седиментационных впадин и с масштабной поставкой незрелого кластического материала (тиллоидные формации венда). В конце венда обширное проседание привело к началу дегенеративной стадии (опусканию), появились обстановки океанской седиментации (фтанитовые и яшмовые формации кембрия – раннего и начала среднего ордовика).

Рифтогенные комплексы Малокаройского рифта включают отложения малокаройской серии верхнего рифея-венда и кичиконуртобинскую свиту тиллитов венда, составляющих расчешуенный пакет формаций Малокаройско-Колбинской подзоны Таласо-Каратауской зоны. Наиболее полные разрезы рифтогенного комплекса широко представлены в Малом Каратау в Южном Казахстане. В Таласском хребте он с тектоническим контактом залегает на нижнепалеозойских флишевых формациях, пере-

крыт нижнекембрийскими отложениями. Рифтогенные формации представлены следующими ассоциациями: терригенной аркозовой верхнего рифея, терригенно-телепирокластической верхнего рифея и спарагмитовой венда.

Терригенная аркозвая формация представлена актугайской свитой, сложенной песчаниками, гравелитами, конгломератами аркозово-кварцевого и полимиктового состава. Содержит редкие прослойки кислых эффузивов и туфов того же состава. Мощность свиты – до 200 м. Породы косослоисты. Тип ко-сой слоистости позволяет относить породы к прибрежно-морским и русловым (по Л.Н.Ботвинкиной) фациям. Конгломераты и гравелиты имеют линзовидное сложение. Галька хорошо окатана, округлена, полирована. Насыщенность гальками различная: от редкой плавающей до плотно упакованной. Для песчаников характерна многоступенчатая ритмичность. На поверхностях напластования встречаются волноприбойная рябь, иногда трещины усыхания (Максумова, 1980).

Терригенно-телепирокластическая формация сложена чёрными углеродсодержащими глинисто-кремнистыми и фосфато-кремнистыми, кремнистыми породами, доломитами, содержащими строматолиты чичканской свиты и вулканогенно-осадочными породами курганской свиты. Фтаниты чичканской свиты содержат микропроблематичные органические остатки позднего рифея (Советов, Шенфиль, 1977; Максумова, 1980). Кроме осадочных пород, в свите содержатся туфы кварцевых порфиров. Кремни чичканской свиты скорее всего, возникли за счёт кремнезёма, освобождающегося посредством глинизации пепла. Вулканогенными породами (туфами, тефроидами, туффитами), песчаниками, конгломератами сложена преимущественно курганская свита, породы которой имеют бирюзовую, розоватую полосчатую окраску и довольно большую мощность (иногда до 600–800 м, возможно, за счёт счешуивания разрезов). Песчаники, образующие основания ритмов в чичканской и курганской свите, по составу также аркозовые, как и в актугайской свите, также косослоистые. Среди туфов преобладают витрокластические и кристалло-витрокластические, литокласты представлены миндалекаменными трахитами, трахиандезитами, трахилипаритами, риолитами, дацитами, спекшимися туфами. Вулканическая деятельность была интенсивной и в основном эксплозивной (Ильинская, Максумова, 1973).

Состав исходного силикатного расплава, по данным химических анализов и числовым характеристикам, ближе всего соответствует породам трахилипаритового ряда, иногда с уклоном в дациты. Породы, несмотря на внешнюю подкупающую свежесть и сохранность структурных деталей, сильно вторично преобразованы. Преобразования проявились в виде аутометаморфизма и гидротермального метасоматоза. Последний прошёл с привнесением титана, фосфора, фтора, циркония, железа и многих других элементов, одновременно с интенсивным развитием альбитизации, баритизации и окварцевания. В породах отмечено повышенное содержание бора. Характерным компонентом формации являются аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты, составляющие базальные горизонты ритмопачек. Песчаники и гравелиты обычно плотные, сливные, зеленоватого, розоватого, иногда почти белого цвета, косослоистые; на поверхностях напластования обычно наблюдаются крупная бугристость, волноприбойные знаки, нередко поверхности внутренних размывов. Конгломераты образуют в них линзы.

Для вулканогенно-осадочных пород формации характерна тонкая горизонтальная слоистость. Присутствуют прослойки с градационной рассортировкой вулканокластического материала, что свидетельствует о спазматических поступлениях тефры автокинетическими потоками, в тонко- и мелкообломочных прослоях многочисленны сложные сингенетические деформации и брекчированность.

Спарагмитовая формация выделена в объёме кичи-конуртобинской свиты Таласского хребта (Зубцов, Зубцова, 1973). Залегает согласно на курганской свите верхнего рифея, перекрывается по тектоническому контакту бешташской свитой кембрия-среднего ордовика. По положению в разрезе и сопоставлениям с тиллитами Русской платформы определён её вендский возраст. Аналогичные тиллиты слагают верхи синийского разреза платформы Янцзы в Китае.

Основную часть формации слагают грязно-зелёно-серые и бордового цвета тиллиты. Матрикс породы песчано-глинистый, составляет до 70% объёма породы (Королёв, Максумова, 1984). Среди обломков часто встречаются различного размера валуны и гальки утюгообразной формы с ледниковой штриховкой на гранях. Толща имеет мореноподобный облик. В составе обломков имеются как местные, так и экзотические породы. Среди тиллитов встречаются горизонты розовато-серых аркозовых песчаников с редкими включениями гальки и гравия, вишнёво-бурых алевролитов с очень редкими, хорошо окатанными гальками кремнистых пород, туффитов из подстилающих пород курганской свиты, а также доломитов. Встречаются также маломощные (2–4 см) прослойки вишнёво-серых известняков. Мощность спарагмитовой формации в Таласском хребте колеблется от 50 до 150 м.

2.3. КОМПЛЕКСЫ ОБСТАНОВОК ВНУТРИПЛИТНОГО СЖАТИЯ

2.3.1. Метаморфические комплексы

В условиях внутриплитного сжатия в протерозойскую эру образовались метаморфические породы кочкорского комплекса: кошокбулакская и сенкельтейская свиты, развитые в Терскейском хребте. Аналогом кошокбулакской свиты является турасуйская свита, выходящая в восточной части названного хребта, в бассейне р. Туура-Суу. По циркону из пород кошокбулакской свиты В.В. Киселёвым уран-свинцовым методом определены даты 1000 ± 10 и 1035 ± 6 млн. лет, а из пород турасууйской свиты – 1135 ± 20 и 1045 ± 30 млн. лет.

Сенкельтейская свита внизу сложена кристаллическими сланцами, а сверху – мраморами с горизонтами кварцитов с окатанным цирконом. Среди мраморов встречаются блоки («закатыши») апогаббро и апоперидотитов, которые являются более поздними образованиями. Последние генетически и по условиям образования не связаны с мраморами. Восточнее, в долине оз. Иссык-Куль, в горах Тегерек, выходят меланж, глыбы которых представлены породами офиолитовой ассоциации, а цемент – карбонатами. По-видимому, он был образован в процессе шарьирования океанической литосферы на пассивный край континента. Аналогичную ситуацию можно видеть и здесь.

Породы свиты испытали двухэтапный метаморфизм. Первый обладал зональным строением и был тесно связан с внедрением гранитоидного интрузива, по которому были образованы кошокбулакская и турасуйская свиты. А второй этап метаморфизма был монофациальным зеленосланцевым, который был наложен на все зоны первого этапа метаморфизма. В результате зональность метаморфизма первого этапа сильно затушевана и выделяется только в ранге фаций. Во внутренней части комплекса последовательно выделяются амфиболитовая (кпш+олиг+кв+би_{бурый}+гр+му) и эпидот-амфиболитовая (кв+пл₃₀₋₂₀+му+ставр_{реликты}+корд_{пседоморф.}+турм+мгнт) фации метаморфизма. На них наложен зеленосланцевый диафторез (би_{зел}+эп+хл+аб). Внешние зоны сложены породами фации зеленых сланцев, где этапы метаморфизма не выделяемы.

Кошокбулакская свита образует вытянутое в близширотном направлении тело, образуя множество блоков, смещенных друг относительно друга. Обладает довольно однообразным составом и строением. Это очковые гнейсы гранитного состава (кв+ би_{бурый} кпш+олиг), испытавшие огнейсование и рассланцевание с развитием вторичных минералов зеленосланцевой фации (хл+би_{зел}+турм). Первичные порфиоровые выделения приобрели линзовидный («очковый») облик. Иногда они сильно вытянуты, создавая вторичную диафторическую полосчатость. Первично породы кошокбулакской свиты представляли собой граниты, внедрившиеся в сенкельтейскую свиту с образованием небольшой полосы

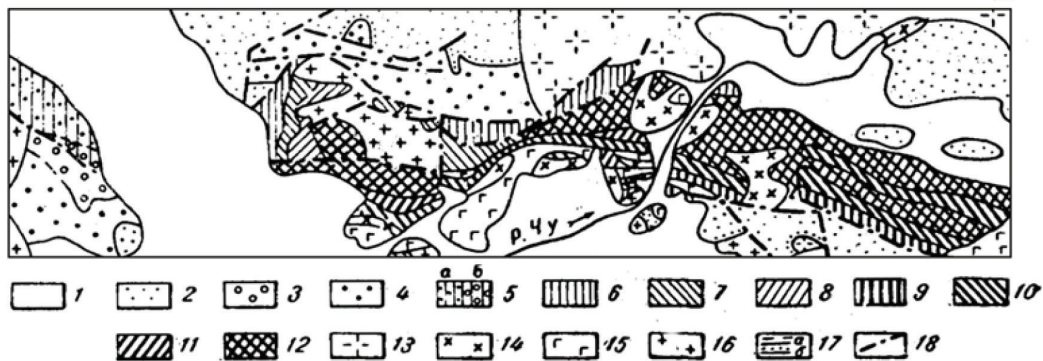


Рис. 2.2. Строение кочкорского метаморфического комплекса:

1 – четвертичные отложения; 2 – нижне-среднекарбонные отложения; 3 – верхнеордовикские (?) отложения; 4 – средне-верхнеордовикские (?) отложения; 5 – ордовикские отложения, испытавшие метаморфизм фации зеленых сланцев (а – средне-верхнеордовикские, б – верхнеордовикские); 6–8 – отложения верхнего протерозоя (?), испытавшие метаморфизм зеленосланцевой (6), эпидот-амфиболитовой (7) и амфиболитовой (8) фаций; 9–12 – среднепротерозойские (?) образования, испытавшие метаморфизм зеленосланцевой (9), эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (11) фаций; 12 – ортогнейсы; 13–16 – интрузивные тела: 13 – сиениты верхнего карбона – перми; 14 – граниты силура (?); 15 – габброиды; 16 – гранитоиды верхнего ордовика (?); 17 – границы: а) контакты интрузивных пород и фаций метаморфизма, б) стратиграфические контакты с разрывом; 18 – разрывные нарушения

мигматитов. Позже обе эти свиты совместно испытали деформацию и зеленосланцевый метаморфизм.

Второй этап метаморфизма, по-видимому, проявился на ранней стадии каледонской складчатости, во время шарьирования океанической литосферы на континентальную окраину. В кремнистых сланцах офиолитов встречены органические остатки нижнего палеозоя. Магматические тела раннепалеозойской аккреции, прорывающие кочкорский комплекс, не затронуты деформацией.

Полученные даты абсолютной геохронологии указывают на возраст формирования магматизма и первого этапа метаморфизма кочкорского комплекса. Этот возраст соответствует времени существования суперконтинента Родиния (Хаин, Ломизе, 2005). Наличие первично терригенных кварцитов в ассоциации с мраморами указывает на спокойную внутриплитную континентальную обстановку. Характер магматизма и метаморфизм пород, свойственный для коллизионной обстановки, свидетельствуют об условиях внутриплитного тангенциального сжатия коры. По-видимому, такая обстановка соответствует ранней стадии развития названного суперконтинента и является отражением процессов конвергенции, наращивания континента путем приращения к нему дополнительных континентальных блоков или островных дуг.

2.3.2. Интрузивные комплексы

В качестве индикаторного комплекса для данной геодинамической обстановки в Северном Тянь-Шане рассматривается Караджилгинский, представленный одноименным, Кызылташским и Береговым массивами, расположенными в западной части Киргизского хребта.

Караджилгинский массив типа лополита площадью около 60 км² имеет конформное положение относительно структуры вмещающих пород и конкордантные контакты с ними. Контакты с мраморизованными известняками и кварцитовидными сланцами ортоtausкой свиты в его южном экзоконтакте носят преимущественно тектонический характер, реже встречаются контакты интрузивного типа. Преимущественным распространением в этом массиве пользуется порфиробластическая серия пород, представленная частым чередованием порфиробластических гранитов, гранито-гнейсов, гнейсов и очковых гнейсов. Для всей этой серии пород характерно не только плоскопараллельное расположение чешуй биотита, но и субпараллельная ориентировка порфиробластов калишпата. Характер взаимоотношений порфиробласт калишпата с основной массой свидетельствует об их более раннем образовании и о пластическом состоянии вмещающей среды, сохранившей способность к течению.

Породы порфиробластической серии содержат ксенолиты кварц-хлоритовых сланцев, тонкопелосчатых гнейсов и амфиболитов, а также зоны метасоматитов. Особенностью данной серии пород является и широкое распространение в ней зон катаклаза и бластомилонитизации, имеющих субсогласную ориентировку с генеральным северо-западным простираем директивных структур. Значительное место в строении массива занимают мелкозернистые гнейсированные граниты, обладающие фациальными переходами к породам порфиробластической серии и тяготеющие в основном к эндоконтактам массива.

Из пород жильной серии присутствуют средне-, мелкозернистые лейкограниты и мелкозернистые меланократовые граниты, обладающие в зоне эндоконтактов слабой гнейсовидностью и порфиробластовыми текстурами. Наиболее поздними являются дайки гранит-порфиров и лампрофиров. Среди акцессорных минералов гранитоидов отмечены: сфен, ортит, магнетит, монацит, ильменит, циркон и др. Совокупность таких особенностей как: 1) конформность и конкордантность структурного положения массива; 2) гнейсированность подавляющей части его пород; 3) широкое распространение порфиробластической серии пород; 4) преобладание бласто-, grano- и гетеробластовых структур; 5) двойственный характер контактов с вмещающими породами; 6) присутствие ксенолитов (скиалитов) амфиболитов, сланцев, гнейсов позволяет достаточно уверенно отнести гранитоиды Караджилгинского массива к типу параавтохтонных, при формировании которых преобладающую роль играли процессы метасоматической фельдшпатизации и близко одновременного реоморфизма.

Наши наблюдения по Кызылташскому массиву позволяют утверждать об его значительной идентичности с Караджилгинским: та же порфиробластическая серия с аналогичной ориентировкой гнейсовидности, ксенолиты сланцев и гнейсов, жильные тела кварц-полевошпатовых метасоматитов, преобладание метасоматических структур в гранитоидах.

Имеющиеся радиологические определения по породам Караджилгинского комплекса дают весьма значительный разброс: так альфа-свинцовым методом по цирконам получены цифры 1070-1150-1275 млн. лет; калий-аргоновым по биотиту получены значения: 452, 488, 770 млн. лет; рубидиево-стронцие-

вым методом по биотиту – 484 млн. лет, а свинец-свинцовая изохрона по цирконам гранитов Караджилгинского, Берегового и Табалыкского массивов датирует интрузии в 1100 ± 9 млн. лет. (Киселев, 2006).

2.4. РУДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И МИНЕРАГЕНЕЗ

В комплексах позднего протерозоя выделяются два типа рудоносных комплексов, связанные с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями и внутриплитными гранитными телами.

2.4.1. Рудоносные комплексы и минерагенез континентальных рифтовых зон

В связи с деструкцией сиалической коры и вулканической деятельностью происходили интенсивные излияния риолитов, риодацитов, андезитов, трахиандезитов и трахибазальтов с повышенными содержаниями Au, Cu, W, Pb, Ag, Mo, P, V, Ni, Mn, Rb, Li, F и редкоземельных элементов. Магматические ассоциации, кроме этого, характеризуются наличием золото-сульфидной, серебряной, колчеданной рассеянной минерализации.

С тиллоид-углеродисто-сланцевой железорудной джетымской серией тесно ассоциирует золото-вольфрам-колчеданная минерализация (донорская для месторождения Кумтор) и джеспелитовая гематит-магнетитовая рудная минерализация с Mn, Ti, (V, Ge, W, Au), представленная крупнейшим в Центральной Азии Джетымским железорудным бассейном. Начало формирования Джетымского железорудного бассейна следует отнести к концу стадии рифтогенеза, когда накапливались склоновые фации осадочных пород, в дальнейшем явившихся донорскими для появления мощных магнетит-гематитовых рудных тел Джетымского месторождения (Асаналиев и др., 1981, 1986; Бакиров и др., 1999). Последний включает целую группу месторождений (Данге, Джетым-Тоо, Курменты, Аламышык и др.) и рудопроявлений. Рудоносными являются мощные (десятки – первые сотни метров) и протяженные (от нескольких до десятков км) горизонты гематит-хлорит-кремнистых сланцев. Пластообразные и линзовидные тела содержат в среднем 28–35% железа с общими запасами железных руд 10–15 млрд. тонн. Главные рудные компоненты Fe, Ti, Mn с повышенным содержанием V, W, Ge, иногда и Au.

В стадию континентального рифтогенеза (R_3-V_1) в Малом Каратау формировались аркозы, терригенно-телепирокластические и кремнисто-карбонатные (V_1-O_1) отложения с фосфорит-углеродистой минерализацией.

Месторождение фосфоритов в Малом Каратау приурочено к E_1 отложениям, формировавшимся во внутриплитной обстановке.

2.4.2. Рудоносные комплексы внутриконтинентального сжатия

Оловорудные и редкометалльно-редкоземельные месторождения скарново-гидротермального и грейзенового типа, связанные со среднерифейскими (R_2) гранитоидами (Караджилгинский интрузивный комплекс) режима внутриплитного сжатия, составляют минеральную базу Чичкано-Колбинского рудного района. Типовыми представителями являются месторождение Береговое в Таласском районе. Рудно-геохимическая специализация данного рудного района представлена широкой гаммой элементов: Sn, Pb, Fe, Cu, Bi, Mo, As, TR, Ta, Nb, Be.

Месторождение Береговое – представитель магнезиальных скарнов с оловянным оруденением в зонах грейзенизации, возникшее на контакте рифейской Караджилгинской интрузии гранитов с доломитами нижнеортотауской подсветы верхнего протерозоя. Пластовая залежь магнезиальных скарнов протяженностью 350 м и мощностью до 40 м вмещает магнетитовое оруденение и апоскарновые зоны грейзенизации с касситеритом.

ГЛАВА III. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕГАЭТАП

3.1. КОМПЛЕКСЫ ВНУТРИПЛИТНЫЕ И ПАССИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Введение

Континентальный рифтогенез в конце рифея (около 720 ± 20 млн. лет) привел к растяжению и раздроблению края Восточной Гондваны (Моссаковский и др., 1993) и возникновению многочисленных автономных блоков земной коры – континентов и микроконтинентов, разделенных океаническими структурами Палеоокеана. В пределах каледонид Кыргызского Тянь-Шаня среди них присутствует Палеотарим (своей северной краевой частью и отделившийся от Палеотарима несколько позднее Срединно-Тянь-Шаньский (Нарынский) микроконтинент, микроконтиненты Северо-Тянь-Шаньский (Иссыкульский), Таласо-Каратауский. Разделены они Ишим-Нарынской, Ишим-Каратауской (Сакской) ветвями Палеоазиатского океана (рис.3.1).

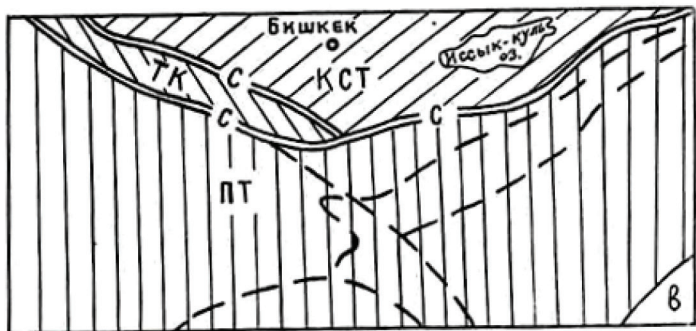
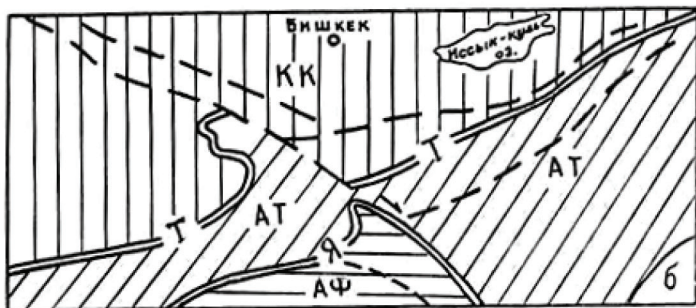


Рис. 3.1. Размещение главных структурных элементов Тянь-Шаня:

а) – основные тектонические зоны Тянь-Шаня: СТ – Северный Тянь-Шань; СрТ – Срединный Тянь-Шань; ЮТ – Южный Тянь-Шань. Основные разломы: I – Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева); II – Южно-Ферганский – Атбаши-Иныльчекский; III – Гиссаро – Кокшаальский; IV – Таласо-Ферганский; V – Северо – Памирский; VI – Ичкелетау-Арамсуйский. Основные структурные элементы на возрастных срезах (без палинспатики): б) – средний ордовик – средний карбон; в) – поздний венд – средний ордовик. Буквенные обозначения: микроконтиненты: ПТ – Палеотарим, АТ – Алай-Таримский, АФ – Афгано-Таджикский, КК – Киргизско-Казахский, КСТ – Кочетав-Северо-Тянь-Шаньский (Северо-Тянь-Шаньский, Иссыкульский), ТК – Таласо-Каратауский. Двойной линией изображены сутуры палеоокеанических бассейнов: С – Сакский (Терскойский), Т – Туркестанский, Я – Ягнобский

Геодинамическое развитие вновь образованных структур в позднем докембрии-раннем палеозое связано с взаимодействием коры континентальных блоков с океанической корой окружающих океанических бассейнов.

Коллизионные процессы в позднем ордовике привели к аккреции Северо-Тянь-Шаньского (Иссыкульского), Таласо-Каратауского, Срединно-Тянь-Шаньского (Нарынского) континентальных

блоков, которые вместе с Атасу-Джунгарским микроконтинентом (на территории Казахстана) сформировали позднепалеозойский Киргизско-Казахский палеоконтинент.

На герцинском возрастном срезе (рис. 3.1.6) в пределах Кыргызстана существовали Киргизско-Казахский палеоконтинент, Алай-Уланский (Алай-Таримский) микроконтинент, северная окраина Таримского континента. В пределах Таджикистана Афгано-Таджикский континент. Размещены они в пределах Туркестанского палеоокеана. Афгано-Таджикский палеоконтинент отделен от Тарима Ягнобской палеоокеанической структурой.

3.1.1. Комплексы в каледонидах

3.1.1.1. Комплексы Северо-Тяньшаньского (Иссык-Кульского) микроконтинента

С юго-запада (в современных координатах) Северо-Тянь-Шаньский (Иссыккульский) микроконтинент ограничен сутурой Ишим-Нарынского (Авдеев, Ковалев, 1989) (рис. 3.1) палеоокеанического бассейна, которая западнее оз. Сон-Куль объединяясь с сутурой Ишим-Каратауского океанического бассейна (Максумова, 2009), образует единую сутуру Сакского, по А.Б. Бакирову (Бакиров, Максумова, 2001), Терсейского, по В.С. Буртману (Буртман, 2006), палеоокеанического бассейна, маркируемую Важнейшей структурной линией Тянь-Шаня (линией Николаева). Сутура Ишим-Нарынского бассейна на территории Кыргызстана проходит по Ичкекетау-Арамсуйскому разлому, который отделяет рассматриваемый микроконтинент от Таласо-Каратауского. С севера и северо-востока (в современных координатах) Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент ограничен Еременьтау-Жалаир-Илийской сутурой (Авдеев, 1984; 1990; Авдеев, Ковалев, 1989), она располагается за пределами рассматриваемой территории.

Слагающие микроконтинент структурно-вещественные комплексы на современном срезе формируют структуры автохтона, параавтохтона, аллохтоны и более поздние верхнеордовик-силурийский, среднепалеозойский и мезо-кайнозойский неавтохтоны.

Автохтон Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента (рис.3.2) образован архей-нижнепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами (макбальская, карагоманская серии, бимодальными вулканическими сериями нижнего (?), среднего рифея (экургенкольская и бельчийская свиты) и длительно формировавшимся (от среднего рифея до среднего ордовика) терригенно-карбонатным чехлом древнего суперконтинента (каиндинская-шаркыракская серия, свита ортотау, сарыбулакская серия и их аналоги), (Максумова и др., 2001) Ранее толщи чехла датировались средним рифеем. В последнее время появляется все больше данных о находках в них раннепалеозойских фаунистических остатков. После синийского рифтогенеза и появления сопряженных с микроконтинентом океанических бассейнов окраина микроконтинента развивалась в пассивном режиме, накапливались осадки внешнего шельфа и континентального склона (кенкольская и западно-киргизская, верхненарынская серии, актерекская свита Ичкекетау и ее аналоги в Присонкулье). В современной структуре они формируют параавтохтонные и аллохтонные тектонические единицы (рис. 3.2). Терригенно-карбонатные ассоциации расклиниваются двумя аллохтонными единицами офиолитов и островодужных систем, составлявших кору Киргизского задугового бассейна (терекская, караарчинская) и Восточно-Терсейской островной дуги (капкатаская серия и ее стратиграфические аналоги).

Кенкольская серия ранее относилась к отложениям среднего рифея. В стратотипе в Киргизском хребте серия с размывом и несогласием залегает на толщах нижнего протерозоя и подразделяется на курганташскую, терсбутакскую и оввскую свиты. Основание курганташской свиты – это конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и алевролито-глинистыми сланцами (мощность 800–1000 м). Возраст курганташской свиты на основании находок среднерифейских строматолитов в вышележащей терсбутакской свите также относили к среднему рифею (Киселев, Королев, 1964). Курганташскую и терсбутакскую свиты связывает постепенный переход. Облик последней представляет собой ленточное чередование хлорито- и хлорито-глинисто-карбонатных сланцев с тонкоплитчатыми глинистыми известняками. Мощность свиты варьирует от 200 до 1500 м. Содержит строматолиты, по находке которых также датировали терсбутакскую свиту вместе с кургантишской среднерифейской.

Позже в нескольких горизонтах известняков терсбутакской свиты обнаружены радиоциаты (Клишевич, Журавлева, 1995). В верховьях реки Чонкошой в кремнистых прослоях обнаружены *Ulcundia* sp. и спикулы губок (определения М.Садриасламова) (Клишевич, Семилеткин, 1995), следы илоедов, углефи-

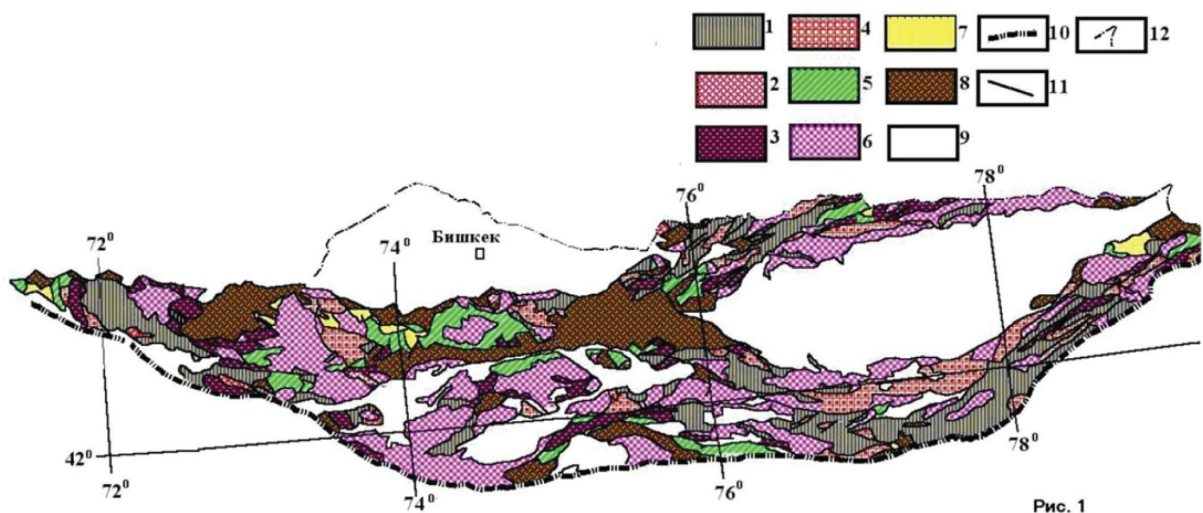


Рис. 1

Рис. 3.2. Геодинамическая карта Северо-Тянь-Шаньского (Иссык-Кульского) микроконтинента. 1-9 – структурно-вещественные комплексы: 1-2 – автохтона Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента (Макбало-Бурханская единица): 1-выступы архей-нижнепротерозойского метаморфического фундамента, континентальных рифтов нижнего-среднего рифея, карбонатно-терригенного чехла среднего рифея – нижнего ордовика; 2 – граниты и гранодиориты среднего-верхнего рифея; 3 – аллохтонов (Терской, Западно-Киргизская и Капкатаская единицы): океаническая кора (Ишим-Нарынского = Сакского), Жалаир-Илийского палеоокеанических бассейнов, Восточно-Терской энсиматической островной дуги и Киргизского задугового бассейна (верхний венд – нижний ордовик арениг), разделенных сорванным фрагментом терригенно-карбонатного чехла микроконтинента; 4-9 – неоавтохтона: 4 – раннеколлизийные диориты (монзониты) и гранодиориты нижнего ордовика (коллизия Восточно-Терской островной дуги с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентом); 5 – вулканиты, конгломераты, флиш Утмек-Шыргыйской и Курдайской энсиалических дуг (нижний-средний ордовик, средний ордовик); 6 – коллизийные граниты, гранодиориты, лейкограниты (верхний ордовик, силур); 7 – моласса верхнего ордовика; 8 – магматические и осадочные формации активной окраины Киргизско-Казахского континента (средний – верхний палеозой); 9 – мезокайнозойские впадины Тянь-Шаньского орогена. Прочие знаки: 10 – (на рис.3.1.а) VI – Ичкелетау-Арамсуйский разлом (сутура Ишим-Нарынского-Сакского палеоокеанического бассейна); I – важная структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева); 11 – границы структурно-вещественных комплексов; 12 – государственная граница с Казахстаном

цированные остатки растительной ткани. Эти находки позволили геологам-съемщикам датировать эти свиты: курганташскую – нижним кембрием (E_1), терсбутацкую ($E_{1,2}$). Тем не менее на изданной новой геологической карте КР 2008 г. эти две свиты по-прежнему датированы средним рифеем (R_2).

Сарыбулакская серия в хребте Терской-Ала-Тоо коррелируется с кенкольской серией. В пределах Бурханского района она состоит из тарагайской и сукской свит. Тарагайская свита (1200 м) сложена серицито-глинистыми, хлорит-серицит-глинистыми филлитами, нередко включающими углеродистые сульфидизированные разновидности с кварцевыми песчаниками. *Сукская свита* (950 м) представлена массивными, грубоплитчатыми битуминозными и ленточно-слоистыми доломитистыми известняками с пачками черных интенсивно сульфидизированных углеродисто-глинистых сланцев. В известняках имеются строматолиты и микрофитолиты плохой сохранности. В сукской свите на левобережье реки Суек Б.Б. Назаров определил *Coniugion? sp.*, *Sphaeroidea* и спикулы губок (возможно, $E_3 - O_1$), у перевала Барскаун – спикулы губок отряда *Triaxinida*, *Ulcundia sp.* (E) (Клишевич, Семилеткин, 1995).

По резкому контакту на терригенно-карбонатных толщах сарыбулакской и кенкольской серий с размывом залегает терригенный и терригенно-карбонатный комплекс отложений. В Киргизском хребте это оввская свита (50–250 м). Ее слагают существенно кварцевые косослоистые песчаники со струями конгломератов и слоями, обогащенными минералами тяжелой фракции. Разрез свиты завершается тонколистоватыми глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами. Оввская свита кварцевых песчаников, гравелитов, алевролитов, сланцев, сформировавшаяся после перерыва, и, по-видимому, длительного выветривания датирована на изданной карте $E_{1,2}$, у съемщиков E_2 .

В Терской-Ала-Тоо этому уровню соответствует джилуусуйская свита (620 м) кварцитовидных песчаников и надстраивающая ее учемчекская свита (500 м) тонколистоватых глинистых и глинисто-карбонатных сланцев и известняков. Тип косой слоистости песчаников типичен для прибрежно-морских

мелководных обстановок. Тектурные особенности упомянутых пород являются свидетелями формирования их в условиях активного гидродинамического режима (хорошая отмытость обломочного материала песчаников, плотная упаковка обломков и др.), скорее всего, соответствующих мелководным морским пляжевым зонам. Для некоторых районов характерны большие мощности, присутствие в больших объемах тонкозернистых пород, содержащих слои турбидитов. В западной части Киргизского хребта оввская свита лежит на карбонатах терсбутаковской свиты, а также на филлитах каиндинской свиты нижнего протерозоя.

Комплекс формаций пассивной окраины Северо-Тяньшанского микроконтинента представлен, кроме того, в составе аллохтонного комплекса, размещенного между офиолитовыми аллохтонами в составе западно-киргизской серии в Макбальском районе и верхненарынской серии – в Бурханском и торайгырской свиты – в хребте Кунгей-Ала-Тоо.

Западно-киргизская серия объединяет чочойскую и ченерскую свиты в Киргизском хребте, тушашуйскую, айлампатаускую и арпатеқтырскую – в Таласском хребте.

Основание чочойской свиты сложено 350-метровым горизонтом кварцитовидных песчаников с горизонтами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, иногда с пачками углеродистых сланцев. Верхняя 500-метровая часть разреза представлена темными филлитами с горизонтами известняков и кварцевыми песчаниками. Ченерская свита состоит из того же набора пород: углеродисто-глинистые сланцы, кварцевые песчаники и конгломераты (в средней части), большую часть объема занимают темно-серые и серые грубоплитчатые с тонкой внутренней (водорослевой) слоистостью известняки. В верхней части известняки массивные. Имеются горизонты калькаренитов, обломочных известняков. Последние содержат в обилии онколитовые и строматолитовые разновидности. Мощность ченерской свиты достигает 1700 м.

В Таласском хребте комплекс более четко подразделяется на две части: нижнюю терригенную (тушашуйская свита $E_2?$), состоящую из темно-серых глинистых, алевролитоглинистых сланцев, алевропесчаников с прослоями песчаников, и верхнюю (айлампатауская свита E_3-O_1), сложенную фитолитовыми и строматолитовыми известняками. Известняки темно-серой и светлой окраски, розовато-серые, слоистые, плитчатые, тонкообломочные, глинистые и алевритистые, калькарениты, кремнистые с желваками и линзами кремней. Подчиненными являются доломиты. Характерна микроритмичность.

Верхненарынская серия образована двумя свитами: джолколотской и ашуайрынской. На востоке, в хребте Терскей-Ала-Тоо, комплекс пород, слагающих верхненарынскую серию, построен аналогично породам первых двух районов. Отличает его от них более пестрая окраска нижней терригенной части комплекса (джолколотская свита) и присутствие в ней конгломератов.

Комплекс снизу и сверху имеет тектонические ограничения. По наблюдению А.Г. Разбойникова, на правом склоне реки Учкошай рассматриваемый комплекс имеет стратиграфическое соотношение с подстилающей ортогауской серией автохтона (терскольская толща). Если это наблюдение соответствует действительности, то этот комплекс правильнее будет называть параавтохтоном, перемещенным с места своего коренного залегания вместе с верхним офиолитовым аллохтоном во время коллизионных процессов столкновения Восточно-Терскейской островной дуги с микроконтинентом.

В целом состав комплекса сходен и представлен массивными светлыми известняками, розовыми мергелями, часто содержащими столбчатые и пластовые строматолиты, известняки с тончайшей ламинарной слоистостью водорослевых матов, включающих рассеянные остроугольные обломки. Широко представлены онколитовые разновидности известняков, образующих или самостоятельные мощные прослои-горизонты, или же тонкие линзы среди других разновидностей. В некоторых пластах онколиты градируются по размерности (градационная слоистость штормов). Очень часты прослои седиментационных брекчий с обломками своих же известняков. Вмещающая обломки масса представлена онколитовыми разновидностями или аргиллитовой породой. Встречаются прослои с округлой формой кремнистых включений (структура «птичий глаз»), причудливой формы водорослево-кремнистые постройки. Некоторые интервалы разреза имеют лоферскую цикличность. На поверхностях напластований запечатлены следы волновой параллельной и перекрестной ячеистой ряби, иногда встречаются трещины усыхания.

Кроме карбонатных пород, в разрезе имеются пачки серых, желтых, красно- и зеленоцветных глинисто-карбонатных сланцев и прослои или пачки углеродистых сланцев, иногда чередующихся с известняками.

Характер размещения различных типов разреза по площади позволяет отчетливо различать отдельные купола, объединяющиеся в единую карбонатную платформу. Тип осадков характеризует

фации осыпного шельфа, органических рифов – куполов, открытого моря карбонатной платформы. Появление углеродсодержащих горизонтов приближает зону осадконакопления к обстановкам ограниченного водообмена.

Структурно-вещественные комплексы склона Северо-Тянь-Шаньского (Иссыккульского) микроконтинента представлены нижнепалеозойскими формациями, слагающими северный склон хребта Ичкелетау (свиты: актерекская $O_{1,2}$, аральская O_2), терригенно-карбонатные толщи юго-западного и северного Присонкуля с фауной среднего ордовика, арабельская свита O_2 центральной части хребта Терской-Ала-Тоо, ашутурская свита O_2 в междуречьи Джаналач-Учкашка в восточном окончании того же хребта. Все они имеют тектонизированную подошву с различными подстилающими отложениями нижнего палеозоя. Слагают параавтохтонную единицу на краю Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. Сложены они серыми алевролитами и аргиллитами, углеродистыми сланцами с редкими горизонтами карбонатных пород и кремней, большой объем занимают аркозовые и кварцевые песчаники, карбонатные олистостромы. Содержат граптолиты, брахиоподы, трилобиты, наутилоидеи, пластинчатожаберные моллюски, конодонты, позволяющие датировать вмещающие толщи ранним и средним ордовиком. В целом толщи представляют собой регрессивный цикл отложений, представленных преимущественно монотонными, часто без следов слоистости серыми углеродсодержащими аргиллитами и алевролитами, типичными для континентально-склоновых отложений. Для них также типично присутствие радиоляриевых кремней. Характер стратификации тонкозернистых пород (отсутствие слоистости, наличие редко встречающейся тонкой косо́й слоистости, мелкой ряби течения) свидетельствует о формировании этих отложений путем осаждения тонкой терригенной взвеси и деятельности контурных течений. Присутствие кремней с радиоляриями определяют большие глубины бассейна осадконакопления. Монотонность разреза серых сланцевых толщ иногда нарушается присутствием отложений грубообломочных пород, формирующихся за счет подводных оползней и выноса их различного рода гравитационными дебрисными потоками. Действию таких потоков обязаны своим происхождением горизонты конгломератов. Иногда последние размещаются в кремнистых горизонтах. Вверх по разрезу толщ их становится все больше, и иногда они составляют большой объем и при картировании могут обособливаться в самостоятельные свиты (аральская свита хребта Ичкелетау). Состав обломочного материала микститов, включая олистолиты, олистоплаки и крупные отторженцы, довольно однообразен. Это различные известняки, калькарениты, кварцевые песчаники, глинистые сланцы. От места к месту меняются лишь их процентные соотношения. Состав обломочного материала довольно однозначно свидетельствует о привносе его из зоны мелководья. Об этом же говорит и хорошая окатанность обломков конгломератов и гравелитов, составляющих матрикс микститов.

Увеличение количества и мощностей микститовых горизонтов в верхах формации отражает усиливающуюся проградацию шельфа внутрь морского бассейна и смену глубоководного осадконакопления на мелководное. Углисто-глинисто-кремнистый состав формаций, а также зрелый состав кластогенного материала микститов довольно однозначно характеризуют спокойную седиментационную обстановку континентального склона, прерываемую эпизодами выноса с мелководья грубообломочного материала дебрисными потоками. Увеличение объема кластогенных пород вверх по разрезу фиксирует процесс замыкания морского бассейна. Участие в строении олистостромов тектонизированных и расчешуенных олистоплаков, сложенных краевыми бассейновыми фациями, возможно, связано со становлением тектонических покровов. Отторженцы возникли, скорее всего, перед фронтом шарьирования. Проградация шельфовой окраины привела к смене условий осадконакопления от глубоководных к мелководным. Континентально-склоновые формации сменяются средне-, верхнеордовикскими формациями мелководного шельфа. Характеристика офиолитовых аллохтонов приведена в следующих разделах.

3.1.1.2. Комплексы Таласо-Каратауского микроконтинента

Микроконтинент отделен от Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента Ичкелетау-Арамсуйским разломом, маркирующим сутурную линию закрывшегося в позднем ордовике Ишим-Нарынского палеоокеанического бассейна. Южная граница со Срединным Тянь-Шанем проводится по Центрально-Каратаускому надвику, по простирающемуся переходящему в Главный Таласский разлом.

Северо-восточное (в современных координатах) ограничение микроконтинента, обращенное к Ишим-Нарынскому бассейну, в конце венда – раннем палеозое существовало в пассивном режиме, в то время как юго-западное, обращенное к Ишим-Каратаускому океаническому бассейну, – в активном.

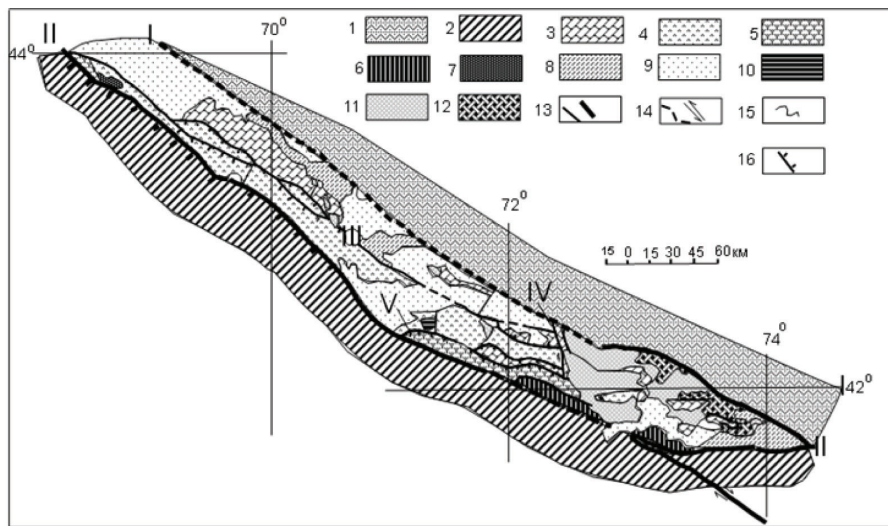


Рис. 3.3. Схема тектонического районирования Таласо-Каратауского мегаблока:

1 – Северный Тянь-Шань; 2 – Срединный Тянь-Шань. Террейны Таласо-Каратауского микроконтинента: 3 – Малокаройско-Колбинский; 4 – Кокджот-Карагаинский; 5 – Узунахматский; 6 – Каракульджинский. Прочие обозначения: 7 – Бессазский метаморфический комплекс R_3 ; 8 – среднепалеозойский комплекс тылового бассейна D-C; 9 – мезокайнозойский комплекс пред- и межгорных прогибов; 10 – плагιοграниты Бабахана O_2 ; 11 – гранитоиды $O_{2,3}+S$; 12 – аллохтоны нижнепалеозойских отложений Северного Тянь-Шаня; 13 – разломы, разграничивающие блоки; 14 – надвиги; 15 – сдвиги; 16 – стратиграфические контакты. Основные разломы: I – Сузак-Ичкелатау-Арамсуйский; II – Главный Каратауский надвиг; IIa – Таласо-Ферганский левосторонний сдвиг; IIb – линия Николаева; III – Каройский надвиг; IV – Бешташ-Терекский правосторонний сдвиг; V – Узунахмат-Кумыштагский надвиг

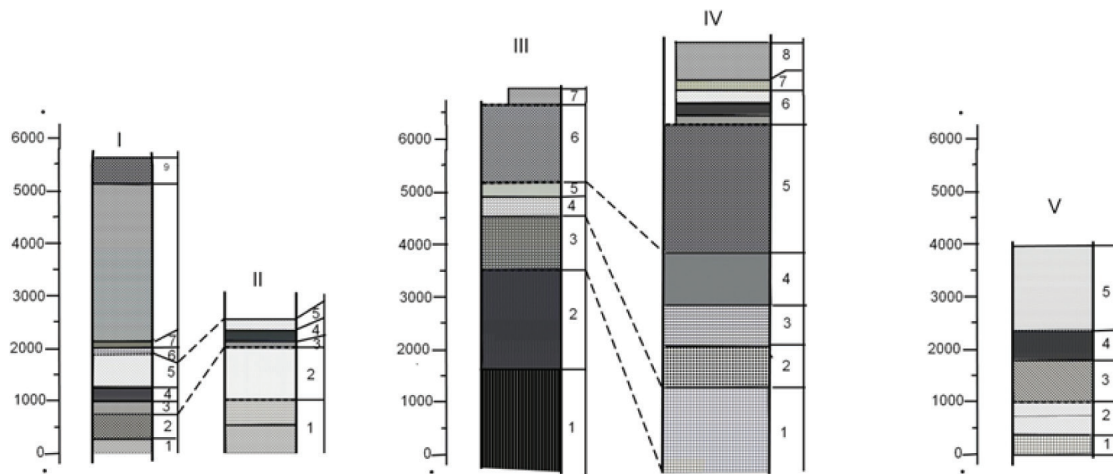


Рис.3.4. Стратиграфические колонки отложений Таласо-Каратауской зоны.

Малокаройско-Колбинский блок I–II: I – Малый Каратау: свиты: 1 – тогузбайская; 2 – коксуйская; малокаройская серия 3–5: 3 – актугайская; 4 – чичканская; 5 – курганская; тамдинская серия; 6–9: 6 – кыршабактинская; 7 – чулактауская; 8 – тамдинская; 9 – жарыкаузская; II – хребет Ичкелетау: серия и свиты: 1 – ичкелетауская серия; 2 – свита флишеподобного чередования песчаников и филитовидных сланцев; малокаройская серия 3–5: 3 – актугайская; 4 – чичканская; 5 – курганская. Кокджот-Карагаинский блок III–IV: III – Малый Каратау: свиты и комплексы: 1 – гипербазит-габбровый метаморфический комплекс, 2 – сланцево-амфиболитовый метаморфический комплекс. Кокджотская серия 3–5: 3 – куюкская, 4 – ботакаринская, 5 – конуртобинская свиты; 6 – большекаройская свита; 7 – аллохтон из Малокаройско-Колбинского блока: тамдинская свита. IV – Таласский Алатау: свиты: 1 – тагыртауская; карагаинская серия: 2–5: 2 – сарыджонская; 3 – чаткарагайская; 4 – сагызганская; 5 – постунбулакская. Аллохтон из Малокаройско-Колбинского блока 6–8: 6 – малокаройская серия в составе актугайской, чичканской и курганской свит; 7 – конуртобинская свита тиллитов; 8 – бешташская свита. Узунахматский блок V. Свиты и толщи: 1 – толща графитистых мраморов Кара-Кульджи; 2 – чиимташская; 3 – бакаирская; 4 – карабуринская; 5 – узунхматская

В соответствии с такой фациальной зональностью и выделены три самостоятельных террейна: Малокаройско-Колбинский и Узунахматский континентальные, Кокджот-Карагаинский островодужный и задугового бассейна, в позднем докембрии – раннем палеозое находившихся, по-видимому, друг от друга на значительных расстояниях. Карагаинский островодужный терреин и задугового бассейна описан в разделе 3.3.1.1.1.

Малокаройско-Колбинский блок в раннем палеозое представлял собой фрагмент пассивной окраины микроконтинента. Окраина получила название Тамдинской карбонатной платформы, сформировавшейся на плече позднерифей-вендского Малокаройского рифта, верхи разреза которого сложены вендскими тиллитами.

Толщи Тамдинской карбонатной платформы представляют собой пакет расчешуенных пластин, многократно повторяющихся и надвинутых друг на друга на площади своего основного распространения в Малом Каратау, а также образующих аллохтонные пластины на различных толщах расположенной южнее Кокджот-Карагаинской флишевой зоны (рис. 3.3; 3.4; 3.5).

Наиболее полным и изученным является разрез Тамдинской серии в Малом Каратау на территории Казахстана, где в нормальных стратиграфических соотношениях имеются низы и верхи вмещающего карбонатный комплекс разреза (рис. 5, колонка 1). Низы его представлены автохтонной красноцветной карбонатно-терригенной (кыртабактинская свита верхнего венда) (Королев, Максумова, 1976) и фосфоритоносной карбонатно-кремнистой (чулактауская свита томмотского яруса нижнего кембрия) формациями.

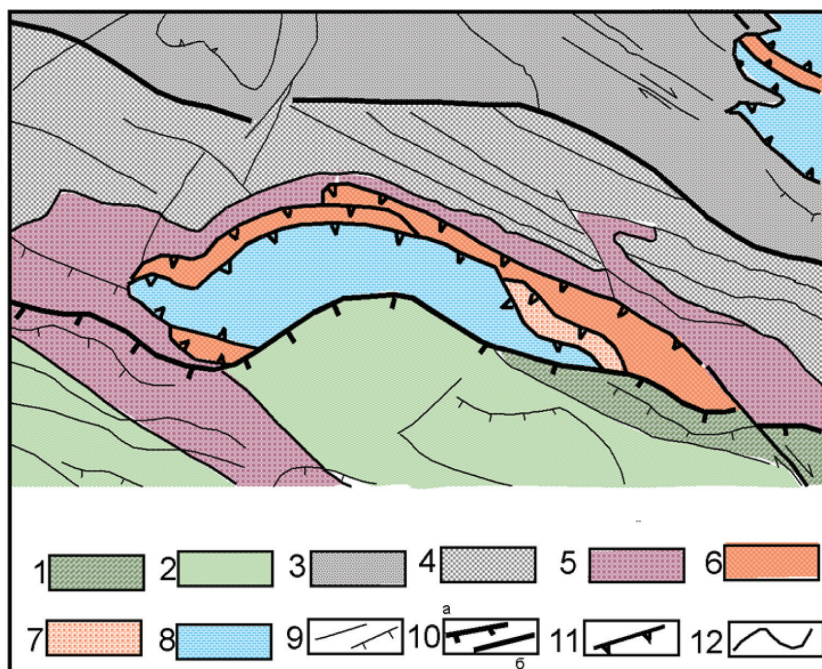


Рис. 3.5. Строение Кумыштагского аллохтона:

Свиты: 1 – карабуринская ($R_{1-2}?$); 2 – узунахматская ($R_{2-3}?$); 3 – сарыджонская ($E-O_1$); 4 – чаткарагайская+сагызганская ($E-O_2$); 5 – постгунбулакская (O_{2-3}); 6 – малокаройская серия (актугайская+чичканская+курганская) (R_3-V_1); 7 – конуртобинская (тиллиты) (V_2); 8 – бешташская ($E-O_2$); 9 – второстепенные разломы и надвиги; 10a – Узунахмат-Кумыштагский надвиг; 10b – Центрально-Таласский разлом; 11 – подошва аллохтонов; 12 – стратиграфические контакты

Породы этих формаций представлены в нижней части разреза красноцветными, выше серо- и зеленоцветными алевролитами и аргиллитами, глинистая составляющая которых сложена гидрослюдистыми минералами и каолинитом, преимущественно мономинеральными кварцевыми песчаниками с микропрослоями древних россыпей магнетита, ильменита, лейкоксена, гематита, циркона, рутила и других минералов. Карбонатные породы представлены доломитами и известняками, содержащими терригенную примесь кварца, кварцитов, редко кварцевых порфиров, кремнистых пород. Все разновидности пород содержат глаукониты, образующие иногда самостоятельные прослои глауконит-кварцевых песчаников. Глауконит содержит примесь фосфата кальция, содержание которого увеличивается вверх по разрезу и, наконец, горизонт фосфоритов обособливается в самостоятельную чулактаускую свиту, вмещающую крупное месторождение фосфоритов.

Характер осадков присущ водоему с нормальной соленостью, что подтверждает широкое распространение глауконита. Трансгрессивная направленность развития привела к смене мелководных фаций более глубоководными образованиями шабактинской свиты. Возраст последней, согласно фаунистическим находкам, определяется от нижнего кембрия до среднего ордовика включительно. Для свиты характерны большие мощности (1500–3000 м). Среди карбонатных пород преобладают нодулярные и волнисто-слоистые известняки массивного и грубослоистого сложения светлой до темно-серой окраски мелкокристаллической структуры. Имеются горизонты карбонатных брекчий. Для формации характерно почти полное отсутствие терригенных пород, а для самих известняков нетипично присутствие посторонней терригенной примеси. Среди карбонатных брекчий В.Г. Жемчужниковым (1986) выделены различные генетические типы: брекчии штормовых отложений, образовавшихся практически на месте, и отложения гравитационных потоков (обвально-оползневых, зерновых, дебрисных и турбидных), сформировавшихся в пределах рампа (склона и подножия), средней и внешней части шельфа, обращенной к Ишим-Нарынскому океаническому бассейну. В условиях внутреннего шельфа формируются также биогермы водорослевых известняков. Появление в верхах разреза терригенных пород: алевролитов и грубозернистых песчаников лландейло (жарыкаузская свита) (Апполонов, 1986) фиксирует начало времени замыкания бассейна.

Узунахматский блок (рис. 3.4 колонка IV) сложен ниже-среднерифейскими комплексами чехла, описанными в гл. 2.

3.1.1.3. Комплексы Нарынского палеоконтинента

Охватывает территорию современного Среднего Тянь-Шаня. Ограничен разломами Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня, Южно-Ферганским и Атбаши-Иныльчекским разломами (рис. 3.1). Разломы эти маркируют древние сuture раннепалеозойского Ишим-Каратауского и палеозойского Туркестанского палеоокеанических бассейнов. Нарынский палеоконтинент является древним континентальным блоком, в позднем докембрии отделившимся от Тарима акваторией Туркестанского океанического бассейна.

Фундамент микроконтинента представлен самой древней в Тянь-Шане свитой Куйлю. Возраст ее датируется цифрой 2016 млн. лет по цирконам U-Pb (Королев, Киселев, 1972). Свита изучалась Л.Н. Бельковой и В.Н. Огневом (1964), Т.А. Додоновой и др. (1971). Нижняя ее часть сложена преимущественно биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, переслаивающимися амфиболитами, местами присутствуют прослои биотит-роговообманковых сланцев, мраморов и кальцифилов. Мощность ее – 1500 м. Средняя часть мощностью около 1000 м сложена главным образом амфиболитами и меланократовыми биотит-роговообманковыми, реже биотит-пироксеновыми гнейсами с подчиненными прослоями биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-роговообманковых сланцев. Вверх по разрезу меланократовые разности гнейсов постепенно уступают место лейкократовым гнейсам и уменьшается мощность амфиболитовых слоев. В верхней части свиты мощностью в 2400 м преобладают лейкократовые гнейсы с тонкими прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев. Местами встречаются слюдястые кварциты. Суммарная мощность свиты – 5000 м. Характерно развитие среди гнейсов широких мигматитовых полей. Интенсивно проявился диафторез в условиях фации зеленых сланцев (Стратифицированные..., 1982).

Позднерифей-вендский континентальный рифтогенез привел к возникновению на окраине Палеотарима Байконурского рифта. Слагающие его формации описаны выше в разделе «Верхнерифей-вендские рифтогенные формации». В конце венда континентальный рифт трансформировался в океанический. Между Палеотаримом и Таласо-Каратауским и Северо-Тяньшанским микроконтинентами возник Терсейский (Сакский) палеоокеанический бассейн с его двумя ветвями (Ишим-Каратауским и Ишим-Нарынским бассейнами). Срединно-Тянь-Шаньское крыло рифта стало быстро погружаться, превращая эту структуру в раннепалеозойскую пассивную окраину, обращенную к упомянутому океаническому бассейну. Она сложена нижнепалеозойскими карбонатно-углеродисто-кремнистой группой формаций кембрия, нижнего и начала среднего ордовика, флишевыми и флишево-молассовыми формациями среднего–низов верхнего ордовика.

Карбонатно-углеродисто-кремнистая группа формаций объединяет протягивающиеся на большие расстояния от Улутау до Куруктага выходы пород, слагающих шорторскую, сандалашскую, беркутскую, аюторскую свиты на территории Кыргызстана и их аналоги в указанных районах. Нижняя граница этого комплекса формаций представляет собой тектонизированную поверхность с подстилающими

тиллитами венда, образуя, таким образом, параавтохтонную единицу относительно Срединно-Тянь-Шаньского автохтона. Мощность ее колеблется от 100 м в бассейне реки Куйлю до 1000 м в Сандалашском хребте. Возраст документирован находками фауны от раннего кембрия до раннего-начала среднего ордовика включительно.

Группа формаций в целом имеет трехчленное строение. Нижняя ее часть имеет преобладающий кремнистый состав и содержит горизонты углеродисто-глинистых сланцев. Они обогащены V, Мо и некоторыми другими элементами (Pb, P, U, Hg, Bi, Ag). Средняя часть характеризуется изменчивым составом с обязательным присутствием карбонатного материала. Так в шорторских (северных) разрезах хребта Джетымтау, в байдамтальской свите хребта Кокирим-Тоо, в горах Джебаглы и Северо-Западном Каратау средняя часть толщи представлена мощными карбонатными породами с резко подчиненными известково-глинистыми и известково-кремнистыми сланцами. В бассейне реки Сары-Джаз, в караторских (южных) разрезах хребта Джетым-Тоо, в Сандалашском хребте наряду с карбонатными породами значительное место занимают известково-кремнистые, известково-глинистые и чисто кремнистые и углисто-глинистые сланцы, в некоторых местах резко преобладающие. Верхняя часть толщи, как и нижняя, имеет в основном глинисто-кремнисто-сланцевый состав. Углеродисто-глинистые и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы в бассейне реки Сары-Джаз и в хребте Джетым-Тоо имеют повышенное содержание V, Мо и некоторых других элементов. В Сары-Джазе фиксируется верхний рудоносный горизонт.

Прослой с фосфато-кремнистыми и фосфато-карбонатными конкрециями служат индикатором крайне низких темпов седиментации в условиях апвеллинга на шельфовой окраине и верхней части континентального склона, при этом поставщиком кремнезема для жизнедеятельности нуждающихся в нем организмов обычно признается восходящий поток глубинных вод (апвеллинг).

Флишевые формации. На континентально-склоновых отложениях карбонатно-углеродисто-кремнистой группы формаций залегают песчано-алевролитовые флишеидные толщи, содержащие фаунистические остатки от верхов лланвирна среднего до низов верхнего ордовика включительно (ичкебашская, сарыджазская свиты и их аналоги), и венчается разрез молассами, относящимися к самым верхам верхнего ордовика (аюторская, тезская, каначуйская свиты).

Для сарыджазской свиты характерно ритмичное переслаивание пачек песчаников с различной крупностью зерна. Эти отложения, несомненно, формировались в условиях активной гидродинамической обстановки и в основном являются отложениями турбидных потоков и связаны с выносами по каньонам, врезаным в склон континента.

Западнее в бассейне реки Нарын (хребты Ак-Шийрак, Джетым-Тоо, Нура, Молдо-Тоо, Кокийрим-Тоо) средний-верхний ордовик представлен довольно однообразной толщей, состоящей из песчаниковых, алевролитопесчаниковых и песчано-алевролитовых, алевролитоглинисто-сланцевых пачек (ичкебашская свита Е.И. Зубцова). Мощность ее достигает 1500 м. Она согласно перекрывает шорторскую свиту кембро-ордовика и согласно перекрывается условно верхнеордовикской каначуйской свитой.

Характер стратификации слагающих пород, текстурные особенности позволяют относить ичкебашскую свиту к типичным представителям флишевой формации. Остатки фауны определяют возраст свиты в пределах лландейло-ашгиллия (Зима и др. 1974).

Формирование описываемых отложений связывается с континентально-склоновой обстановкой седиментации. При этом отличительной особенностью является зрелый, преимущественно кварцевый и аркозово-кварцевый состав терригенной кластики. Анализ строения разрезов описываемых толщ показывает направленное изменение осадконакопления от относительно глубоководных на начальных этапах флишенакпления к мелководным в его конце. Доминируют фации проксимальных турбидитов. Своеобразные парагенезисы пород и характер фаунистических остатков (мелкие формы раковинной фауны, обилие личинок и молоди граптолитов и т. д.) свидетельствуют о накоплении осадков верхних частей разрезов в условиях, близких подводно-дельтовым (Зима, Максумова, 1990).

3.1.2. Комплексы в герцинидах

3.1.2.1. Комплексы Кыргызского континента

В результате закрытия Илийского и Сакского палеоокеанических бассейнов и слияния Балхашского, Иссыккульского и Нарынского палеоконтинентов в конце каледонского тектонического цикла в герцинское время сформировался континент, названный В.С.Буртманом Кыргызским (позже его называют также Кыргызско-Казахским, Казахским).

Это молодой континент, возникший на каледонском основании и просуществовавший на протяжении всего герцинского этапа тектогенеза.

После ранне-среднедевонского этапа тафроднеза на протяжении живетского века среднего девона–башкирского века позднего карбона в пределах Кыргызского палеоконтинента господствует относительно спокойная внутриплитная геодинамическая обстановка. Континент развивается в пассивном режиме. Происходит наступление моря как с севера со стороны Джунгарского океана, так и с юга со стороны Туркестанского океана. В составе и строении геологических комплексов внутриплитной обстановки Кыргызского континента проявляется определенная асимметричность, обусловленная влиянием разных палеоокеанических бассейнов, обрамляющих континент с севера и с юга. Поэтому отчетливы различия северной и южной окраины континента.

Северная окраина Кыргызского континента (Северный Тянь-Шань) представлена следующими формациями:

Красноцветная карбонатно-терригенная, терригенная, местами туфогенная формация D_3-C_2 позднего девона начинается новый этап осадконакопления. Он определяется трансгрессией моря, вовлечением в осадконакопление новых площадей. Кроме возникших в среднем девоне Чуйской и Восточно-Киргизской, появляются Балыктинская и Текесская депрессии. Не исключено, что они все входили в единый седиментационный бассейн. Комплекс подразделяется на терригенный и карбонатный подкомплексы. Терригенный подкомплекс построен довольно сходно с подстилающей красноцветной континентальной молассой D_2 . Залегает он с размывом на подстилающих терригенных отложениях D_2 и вулканогенных толщах $D_{1,2}$, на различных свитах нижнего палеозоя и прорывающих их гранитоидах. Разрез комплекса имеет трансгрессивную направленность, поэтому верхнюю часть составляют алевролиты, чаще появляются зеленоватые окраски. Алевролиты содержат прослои запесоченных известняков и мергелей. Известняки – это шламовые и криноидно-детритовые разновидности, косослоистые калькаренины. Содержат фораминиферы и остатки панцирей рыб, что свидетельствует о морском происхождении пород. Терригенные породы содержат остатки флоры и обуглившиеся обрывки растительной ткани. Мощность разрезов подкомплекса колеблется в широких пределах – от 100 до 3800 м. По литологическим особенностям и типу органических остатков породы подразделяются на мелководноморские и континентальные. Последние имеют характерные черты аллювиально-пролювиальных и озерных отложений.

Нижняя континентальная пестроцветная моласса, D_3-C_1 . Нижняя часть этих отложений представлена пестроцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, верхняя – зелеными, лилово-серыми и вишневыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами (кокиримская свита). Мощность достигает 5000 м. Формация с глубоким размывом и несогласием залегает на различных толщах верхнего докембрия и нижнего палеозоя, а также со структурным несогласием перекрыта отложениями нижнего карбона. Остатки флоры в породах определяют верхнедевонско-турнейский возраст формации. Наиболее характерными текстурами являются косая и параллельная слоистость. Песчаники имеют аркозовый и полимиктовый состав. Присутствуют в составе брекчии и глинистые известняки, скорее всего, озерного происхождения. Латеральные связи формации определяются смесью континентальных фаций к востоку и югу морскими.

Карбонатный подкомплекс представлен морскими отложениями минтекинской (C_2), кегетинской (C_{1-2}) свитами Кегетинского района Восточно-Киргизского прогиба, учкашкинской (C_2b) и чаркудукской (C_2b) свитами Тюпского района, верхней частью кокнакской (C_1v-s), кокджарской (C_2b), тюпской (C_2b) и учкашкинской (C_2b) свитами Текеса. Согласно с постепенными переходами залегает на нижнем терригенном комплексе.

Пестроцветная морская терригенно-карбонатная, местами соленосная, формация, C_1t-C_2 . Прогибы заполнены фациями, переходными между терригенными Северного Тянь-Шаня и карбонатными – Срединного, поэтому они довольно сильно изменчивы по простиранию. На севере преобладают грубообломочные (брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники). К югу они сменяются песчано-алевролитовыми породами с прослоями известняков. Содержат брахиоподы, фораминиферы, гониатиты, кораллы. Еще южнее, в Молдо-Тау, разрез становится карбонатным. Мощности колеблются от 350–550 м в Присонкуле до 880 м.

Видовой состав фауны, наличие многочисленных горизонтов шламовых известняков с битой раковинной примесью, литологический состав пород и структурно-текстурные особенности характеризуют чрезвычайно мелководную прибрежную зону седиментации, в которую с континента поставлял-

ся большой объем терригенной кластики. Флишеидный характер стратификации обломочных пород определялся действием течений в условиях подводной дельты. Граница море – суша постепенно мигрировала, что определило микроритмичное сложение разрезов формации и несогласное налегание на подстилающие толщи оснований различных макроритмов.

Южная окраина Кыргызского континента (Срединный Тянь-Шань) также представлена следующими формациями:

Мелководная терригенная формация основания шельфа и прибрежных равнин (D_{2-3}). Имеет широкое распространение в западном и восточном секторах Тянь-Шаня (тюлькубашская свита). В Чаткальском районе она представляет собой континентальную красноцветную грубообломочную молассу, залегающую с разрывом на разных частях разреза мелководных карбонатно-углеродисто-кремнистых флишеподобных отложениях нижнего палеозоя, а иногда и на докембрийских гранитоидах. Сложена в основном красноцветными аркозовыми песчаниками, алевролитами, иногда с четко выраженной косою слоистостью, с подчиненными линзами и «струями» мелкогалечных конгломератов и гравелитов в нижней части. В юго-восточном направлении в ее составе значительную роль начинают играть карбонатные породы. Переходный тип разреза выделен на южном склоне Чаткальского хребта. Фаунистические остатки в толще представлены несколькими находками брахиопод живетского облика очень плохой сохранности. Неполная мощность ее составляет 1200 м.

В верховьях реки Чаткал тюлькубашская свита залегает трансгрессивно на андезит-дацит-липаритовой формации нижнего девона-эйфеля. На левобережье реки Чаткал – на граувакковом и аркозово-граувакковом флише силура преддугового бассейна Северо-Ферганской островной дуги. В горах Молдо-Тау и в Присонкулье она залегает на нижнепалеозойских карбонатно-углеродисто-кремнистых отложениях склона Таримского континента.

Переходный тип разреза выделен в качестве мелководной терригенно-карбонатной формации шельфа (D_{2-3}). Она объединяет отложения живетского, франского и фаменского ярусов, наиболее широко распространенных в Чаткальском регионе. Основание формации представлено базальными конгломератами живета, залегающими с разрывом на андезит-дацитах нижнего девона – эйфеля или на флишеидах силура. Выше залегает толща доломитов, песчаников, мергелей, известняков. Значительное место в разрезе занимают пласты и линзы гипсов и ангидритов. Мощность терригенно-карбонатной формации по р. Сумсар составляет 2000 м, в восточном направлении в составе формации доминируют карбонатные породы, мощность ее увеличивается до 4000 м. На Кассанском поднятии формация представлена мелководными морскими и лагунными отложениями. В ее составе особенно много гипсов и ангидритов, а при бурении скважин появлялся газ метан, что придает формации сходство с эвапоритами.

Мелководная карбонатная формация шельфа ($D_2-C_1; D_3-C_1$) развита по всему южному краю Киргизско-Казахского континента. Сменяет по латерали и по разрезу терригенно-карбонатную формацию и характеризуется большими изменениями мощностей (1800–4500 м) и состава. Формация сложена светло-серыми микрослоистыми брекчиевидными известняками, доломитами и мозаичными известняковыми брекчиями, слоистыми темно-серыми и серыми органогенно-детритусовыми известняками. Основной объем занимают кремнисто-известняковые ассоциации верхнего турне-серпухова. В Афлатунском синклинии на стратиграфическом уровне верхнего турне-нижнего визе появляются мощные (400–1000 м) преимущественно кремнистые толщи. Известняки верхнего визе-серпухова содержат пачки известняковых брекчий и конгломератов, которые восточнее, в хр. Нарын-Тоо, преобладают в разрезе. Вблизи Кокиримского поднятия в верхах комплекса появляются доломиты и гипсы.

3.1.2.2. Комплексы Алайско-Уланского микроконтинента

В.С.Буртман (1976) в пределах Южного Тянь-Шаня, к югу от Туркестанского палеоокеана, выделял Алайский континент, который рассматривался как часть Таримского и позже назывался им просто Алай-Таримским (2006). Он доказывал, что континент имел докембрийский кристаллический фундамент, и весь разрез толщ палеозоя по нижнемосковский ярус карбона включительно он рассматривал в качестве образований пассивной окраины этого континента. Позже на него были шарьированы комплексы котинентального склона и подножья, и комплексы Туркестанского палеоокеана.

Ю.С. Бискэ (1996) в пределах рассматриваемой нами части Южного Тянь-Шаня для девонского времени (на стадии до закрытия Туркестанского палеоокеанского бассейна) выделяет Меришкор-Уланский, Борколдойский и Кульгеджелинский микроконтиненты, Кызылкумо-Алайский, Каракумо-Таджикский и Таримский палеоконтиненты. Все они расположены внутри единого океанского бассейна

и отделены друг от друга пространством океанского характера. Некоторые ученые этим пространствам дают собственное название. Пространство между Меришкор-Уланским микроконтинентом и Кызылкум-Алайским континентом назван Южно-Алайским океаном (Пай, 1991), который в восточном секторе Южного Тянь-Шаня протягивается Аксай-Учкочконской полосой пелагических осадков с относительно небольшими фрагментами офиолитового комплекса. Между Кызылкум-Алайским и Каракум-Таджикским палеоконтинентами расположен Ягнобский палеоокеан (Бискэ, 1996). Поскольку сутура Ягнобского палеоокеана в районе Восточного Алая сворачивает на юг и обрамляет Тарим с юга, то можно допустить, что Кызылкум-Алайский и Таримский континенты соединились, продолжали друг друга через Кульгеджелинский блок. Каракум-Таджикский континент ограничивал с юга Ягнобский палеоокеан.

Меришкор-Уланский микроконтинент, выделенный А. Бакировым в 1980 г. в пределах Кыргызстана под названием Алай-Уланский, прослеживается от Алайского хребта в хр. Баубашата, к востоку от Таласо-Ферганского разлома – в Уланском хребте и далее в хребте Хантенгри.

Ядро этого микроконтинента, по материалам Ю.С. Биске, образовано до раннего кембрия. В кембрии – раннем ордовике микроконтинент существовал в островодужной геодинамической обстановке, в среднем девоне – первой половине московского века – во внутриплитной обстановке.

Кембрийско-ордовикские отложения встречены в основном за пределами территории Кыргызстана. В пределах Алай-Уланского микроконтинента присутствуют отложения моложе силура, которые в целом образуют автохтон, нижний и верхний аллохтон. Отложения условного венда представлены карбонатными породами, а нижнего кембрия – вулканокластическими разновидностями с карбонатным цементом, содержащим археоцитаты. Вулканический материал имеет щелочной состав. Они встречаются в виде крупных глыб в составе деформированных микститов верхнего палеозоя.

На автохтон Алай-Уланского микроконтинента, породы которого формировались во внутриплитной обстановке, шарьированы комплексы континентального склона и его подножья.

Автохтонные единицы в пределах Южного Тянь-Шаня имеют трехчленное строение: в основании – терригенные отложения, выше сменяющиеся карбонатными и флишево-олистостромовыми. В строении нижних двух частей разреза постоянно встречаются вулканы.

На северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов, в основании видимого разреза, залегают глинистые и кремнистые сланцы и песчаники с граптолитами силура (лландовери, венлока и лудлоу). Местами среди них присутствуют прослои базальтов и туфов (Риненберг, 1990; Буртман, 2006). На северо-востоке Ферганы, в хребтах Баубашата и Исфанджайляу, преобладают полимиктовые и кварцевые песчаники и глинистые сланцы. Отмечаются базальты, андезиты, их туфы и вулканические брекчии. В верхней части разреза сланцы чередуются с известняками лудлова-пржидолия (Бискэ и др., 1982, Буртман, 2006). В восточном секторе Южного Тянь-Шаня, в хребтах Уланском, Борколдойском и Торугарт, нижняя часть разреза автохтона сложена песчаниками и сланцами с потоками базальтов и горизонтами известняков лудлова и пржидолия (до 1000 м) (Бискэ, 1996; Буртман, 2006).

Выше с тектоническим контактом в основании залегают мощные (до 2000–4000 м) карбонатные толщи. Возраст подошвы их скользит от лудлова до среднего девона с севера на юг, а кровли – поднимается вверх в пределах нижнемосковского подъяруса в том же направлении. Толщи подразделены на десятки различных свит и образуют множество типов разреза (Поршняков, 1973; Котельников, 1987). В строении карбонатных разрезов преобладают мелководные и органокластовые осадки. В верхнесилурийской части разреза встречаются прослои кварцевых песчаников, в раннедевонской части – прослои кремней. В серпухов – раннемосковской части разреза присутствуют относительно глубоководные глинистые и обломочные слоистые известняки со стяжениями, с линзами, прослоями кремней. Имеются перерывы в подошве башкирского яруса, иногда полностью выпадает из разреза серпуховский ярус. В северо-западной части Ферганского хребта большую роль играют рифовые известняки мощностью до 3000 м. В восточном секторе Южного Тянь-Шаня карбонатные отложения имеют мощности до 4000 м.

На уровне нижнего девона и эйфельского и живетского ярусов среднего девона среди карбонатов встречены вулканы. В Туркестано-Алае они представлены щелочными базальтами и туфами. Местами отмечаются линзы (20–500 м) щелочных лав и туфов кислого и основного состава (Ненахов, 1985). В районе Баубашата они имеют большую мощность (до 2000 м) и сложены в нижней части лавами контрастного состава: дацитами, риолитами, базальтами, а в верхней части – субщелочными базальтами. В восточном секторе Южного Тянь-Шаня вулканы представлены лавами базальтов и андезито-базальтов с кремнями (100–1000 м). Петрохимическая их характеристика соответствует вну-

триплитным образованиям (Бискэ, Табунс, 1996), что связывается с внутриплитным расколом континентальной коры (Буртман, 2006)

Во всех районах Южного Тянь-Шаня карбонаты сменяются флишевыми отложениями с олистостромами (50-1000 м), которые залегают местами согласно, а местами с размывом до визейского яруса и по возрасту охватывают башкирский, московский и местами касимовский ярусы верхнего карбона. Нижняя часть разреза сложена тонкоритмичным известковистым (калькаренитовым) песчано-глинистым флишем. Выше он становится грубым, появляются горизонты конгломератов и олистостром. Размеры олистоплак достигают сотен метров. Формы и шлейф олистолитов свидетельствуют об их поступлении с юга. Местами отмечается обратная последовательность возраста олистолитов: внизу разреза они являются более молодыми, а вверху – более древними. В Баубашате эта часть разреза начинается конгломератами с гальками и глыбами известняков.

Аллохтонные единицы Алайско-Уланского микроконтинента (рис. 3.6) представлены отложениями, для которых палеогеодинамическая природа осадконакопления является во многом дискусионной. Существуют разные мнения. Согласно одному, она соответствовала пассивной окраине континента (склону и подножию) (Буртман, 1976; 2006), другому – островодужному (Бискэ, 1996), третьему – активной окраине континента (Бакиров, 1990). Ниже приведем состав этих образований, оставив решение вопроса самому читателю.

По данным Ю.С. Бискэ (1996) в западной части района, за пределами Кыргызстана, встречаются кембро-ордовикские отложения, которые представлены кварцевыми и карбонатными песчаниками с градационной слоистостью и тонкой косо́й сло́йчатостью. В Северном Нуратау ордовикские отложения сложены темными сланцами и аркозово-граувакковыми песчаниками (400–600 м) с редкими прослоями известковистых и силицитовых пород, обладающих разнообразными гиероглифами. Они содержат остатки радиолярий и конодонтов O_{1-2} . Кверху эти толщи переходят в ритмично-слоистые песчаники и граувакковый флиш с граптолитами верхнего ордовика.

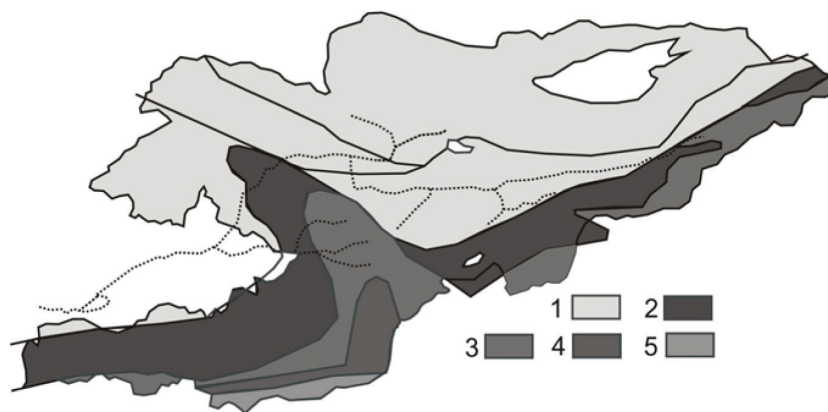


Рис. 3.6. Остатки Алайско-Уланского континентального блока:

1 – Кыргызско-Казахский континент; 2 – Алайско-Уланский континентальный блок; 3 – Палео-Таримский континент; 4 – Гиссаро-Восточноалайская складчатая зона; 5 – Памир

Восточнее г. Сулюкты, у пер. Шют, в Алайском хребте, ордовикские отложения представлены известняками, граувакковыми песчаниками и гравелитами. В Северном Букантау они содержат обломки изверженных пород кислого и основного состава. В Алайском хребте фрагменты нижнего ордовика отличаются более силицитовым составом и обилием вулканомиктового материала. Они содержат остатки радиолярий.

Отложения нижнего силура представлены граптолитовыми сланцами, которые местами расклиниваются флишевыми песчаниками и алевролитами. В граптолитовых сланцах иногда встречаются кремни, обычно фтаниты (100–200 м). Иногда встречаются прослои известняков и вулканомиктовых (туфовых?) пород (Бискэ, 1979). В Туркестано-Алае местами заметна примесь вулканогенного материала андезит-дацитового состава. Встречаются пластовые тела диабазов. В Ферганском хребте, в истоках р. Майлуу-Суу, глинистые сланцы расклиниваются пачками вулканомиктовых песчаников. Сланцы содержат повышенные концентрации V, Mo, Ag, U. Мощность черных сланцев не превышает 150–450 м. В районе Кадамжая толщи венлока сложены кварцитовидными олигомиктовыми песчаниками. В верховьях р. Сох песчаники обладают сильной примесью вулканомиктового материала. Отложения венлока-лудова у пос. Фрунзенское (Пульгон) сложены тонкими дистальными турбидитами с под-

чиненным количеством песчаников. Имеются горизонты грубообломочных пород из вулканитов и известняков. Песчаники представлены граувакками и кварцевыми граувакками. В верхах разреза встречаются калькаренины и карбонатный флиш (500 м). В междуречье Исфайрам-Кара-Булак толща сложена двумя горизонтами преимущественно песчаников, разделенных ритмичным чередованием глинистых сланцев с кальцилютитам. В истоках р. Абшир она представлена почти сплошными граувакками (500 м). Западнее, за пределами Кыргызстана, аналоги этих отложений включают конгломераты с обломками вулканитов (базальтов, андезитов, фельзитов и гранитоидов), а также прослой андезитов и пирокластов. Отмечаются обломки кварцитов и кремнистых пород с онколитами. В горах Пшемак, в долине р. Исфара, возрастные аналоги названных толщ сложены конгломератами, гравелитами и песчаниками с галькой кремней, кварцитов и эффузивов риолит-дацитового состава (250 м). Кверху они сменяются ритмично-слоистой известково-глинистой толщей (300–350 м) с граптолитами верхнего венлока, лудлова, пржидолия. Карбонатно-глинистые турбидиты имеются также и в Алайском хребте с граптолитами тех же возрастов.

В горах Каратюбе, в правобережье р. Абшир, венлок представлен контрастными лавами (базальтами, дацитами, риолитами) и туфами с прослоями сланцев (600 м). По калий-натровым соотношениям они близки к известково-щелочным сериям. Сходные вулканические фрагменты описаны в верховьях р. Хошчан, у пос. Чонкой и других районах Южной Ферганы. Вероятными комагматами этих вулканитов являются граниты и диориты силурийского наукатского комплекса (Бискэ, 1996).

Вулканогенный комплекс (3000 м) пестрого состава силурийского возраста (по калий-аргоновым определениям) «Южной антиклинали» у пос. Чонкой также относят к комагматам наукатских гранитоидов (Ванина, 1987; 1988).

В Северо-Восточной Фергане силурийские отложения, по данным Бискэ (1996), представлены однородными мелкозернистыми граувакковыми и кварцево-граувакковыми песчаниками и в подчиненном количестве алеврито-глинистыми породами. В долинах рек Уюнкур и Кара-Суу (восточная) в кровле этих песчаников встречаются вулканиты (базальты, андезиты (?), эксплозивные брекчии с примесью обломков сланцев, кремней, известняков. В хр. Баубашата средний-поздний лланвирн представлен альбитофирами дацитового состава с покровами более основных вулканитов. По химическому составу они соответствуют толеитам островных дуг. Здесь же известны интрузивные образования гранит-гранодиоритового ряда.

Выше, в составе верхнего силура, широко представлены спилиты, туфы и вулканические брекчии с прослоями кремнистых и глинистых сланцев. Они включают водорослевые известняки с кораллами.

В восточном секторе Южного Тянь-Шаня венлок-лудловский интервал представлен песчаниками с гальками кислых и средних магматических пород (р. Джаныджер, устье р. Аюлтур), вулканомиктовыми песчаниками (в верховьях р. Ак-Сай), а также тонкоритмичными флишоидами с вулканомиктовыми песчаниками (южные склоны хр. Ат-Башы).

В бассейне р. Ак-Бура верхний силур – нижний девон сложен граувакками, сланцами, линзовидными горизонтами известняков с кораллами, брахиоподами и проявлениями туфов и базальтов. Для верхней части разреза характерно наличие радиоляриевых силицитов и брекчий, сложенных обломками песчаников и сланцев. В Туркестанском хребте разновозрастные им отложения представлены мелководными слоистыми известняками с табулятами и брахиоподами. Они замещаются по простирацию (Тюяджайляу) известково-терригенными отложениями. В них содержится пестрая по составу вулканомиктовая примесь.

Девонские образования аллохтонного комплекса представлены в основном грубообломочными морскими отложениями с проявлениями кислого магматизма и горизонтов олистостромовых фаций. В горах Карачоку – Дауда и в районе Сымапа (Туркестанский хр.) они сложены конгломератами с гальками кварцитовидных песчаников, микритовых известняков и фтанитов. В междуречье Джиптык – Раут в нижней части разреза в большом количестве имеются пласты эффузивов и туфов риолит-дацит-андезитового ряда. Выше по разрезу в гальке конгломератов содержатся обломки кислых и средних эффузивов, а также гранитов и диоритов. Общая мощность толщи – 1500 м, местами 2000–3000 м. На долю конгломератов приходится 600–800 м, а вулканитов – до 500 м. Остальная часть разреза сложена песчано-глинистыми породами, часто ритмично-слоистыми. Встречаются олистоплаки, сложенные кораллово-строматопоровыми известняками нижнего девона.

В строении т.н. чаувайского покрова Алайского хребта нижний девон сложен грубым флишем с гравийными и галечными пластами, крупными известняковыми олистоплаками. Присутствуют об-

ломки наземного растительного детрита (до 620 м). Встречаются толщи конгломератов и гравелитов с подчиненным количеством песчано-глинистых пород (570 м), алевролит-глинистые отложения (250 м) и более грубообломочные образования с известняковыми олистолитами и обломками, содержащими криноидеи и конодонты.

В Туркестанском хребте средний девон сложен красноцветными песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых известняков, содержащих тентакулиты и редкие остатки детрита. Известны также остатки панцирных рыб и наземных растений.

Выше эти толщи по всему Южному Тянь-Шаню, по данным ученых (Бискэ, 1996; Буртман, 2006), перекрываются пелагическими толщами среднего девона – нижнего и низов (до нижнемосковского подъяруса) верхнего карбона. Они представлены кремнями, их переслаиванием с органогенно-обломочными известняками, с прослоями глинистых сланцев, известняками с остатками кораллов, фораминиферов, радиоляриев и конодонтов. Мощности этих толщ колеблются в пределах 100–300 м с охватом возрастного интервала от живецкого до серпуховского веков.

По всему Южному Тянь-Шаню разрез местами с размывом завершается конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, чаще флишево-олистоостромовой толщей с остатками фауны башкирского и нижнемосковского возрастов (Буртман, 2006).

3.1.2.3. Комплексы Таримского палеоконтинента

СВК Таримского континента также представлены в двух тектоно-стратиграфических единицах: автохтонного (паравтохтонного) и аллохтонного. Автохтонные единицы сложены внутриплитными и шельфовыми комплексами, а аллохтонные – комплексами склона и подножья континентов.

Автохтонные единицы Таримского континента в пределах Южного Тянь-Шаня (структурные единицы Чеканташ и Муздук по В. С. Буртману (2006)) всюду выходят в тектонических окнах.

В осевых частях Туркестанского и Алайского хребтов видимое основание разреза сложено толщами известняков и мраморов (более 3000 м) с органическими остатками девона, нижнего карбона, башкирского, нижнемосковского ярусов и части верхнемосковского подъяруса. В раннедевонской части разреза карбонаты чередуются с терригенными породами, в среднедевонской и серпуховско-башкирской частях – кремнями. Выше на разных горизонтах девона и карбона с несогласием залегает толща конгломератов и грубого флиша и олистоостром (3000 м). В цементе конгломератов встречены фораминиферы гжелского, а в горизонте известняков – раннемосковского возрастов (Буртман, 2006).

Далее к югу, за пределами территории Кыргызстана, в Зеравшанском хребте, видимое основание разреза представлено толщами известняков и доломитов (3000 м) с остатками кораллов, брахиопод и фораминиферов лландовери до московского яруса карбона. На карбонатные толщи с базальными конгломератами в основании налегают крупноритмичный карбонатно-терригенный флиш, в котором найдены фораминиферы московского века и позднепалеозойская флора (1000 м) (Буртман, 2006).

В Восточном Алае видимый разрез автохтонной единицы представлен также известняками, которые по возрасту соответствуют лудлову, пржидолу, всех веков девона (2000 м), а также турне и визе (300 м). В некоторых местах в турне-визейском интервале отмечается перерыв в осадконакоплении. Отложения серпухова и верхнемосковского подъяруса сложены тонкослоистыми известняками с прослоями кремней, аргиллитов и песчаников с фораминиферами (1000 м). Выше лежат песчаники, аргиллиты и алевролиты с горизонтами конгломератов и обломочных известняков с фораминиферами верхнекаменноугольного возраста (1000 м). В некоторых тектонических окнах наряду с верхнекарбонными встречаются и фораминиферы ассельского яруса (Вонгаз, 1958; Сеницын, 1957)

В Ферганском хребте видимый разрез Таримского континента представлен серией тектонических пластин терригенных и карбонатных отложений с кораллами и тентакулитами силура и девона (кыпчылминская свита) (Бискэ и др., 1982; Горянов и др., 1986).

В Восточном секторе Южного Тянь-Шаня основание разреза сложено гнейсами и мигматитами условно архейского возраста. В Восточном Кокшаале, по данным Ю. С. Бискэ (1996), на протерозойские (774–740 млн. лет, уран-свинцовый) образования с угловым несогласием залегают толщи нижнедевонских пестроцветных кварцево-аркозовых, иногда граувакковых песчаников и сланцев (800–1600 м) с горизонтами тиллитов и вулканических пород кислого и основного состава. Выше трансгрессивно залегают красноцветные отложения верхнего венда. Они в основании содержат строматолитовые известняки, которые сменяются вверх известняками, доломитами, гипсами, песчаниками и сланцами с фауной всего кембрия и нижнего-среднего ордовика. В Кельпинтаге в видимом основании разреза

выходят ордовикские, силур-девонские отложения, представленные терригенными и карбонатно-терригенными породами с прослоями лав кислого и среднего состава. Выше местами согласно, а местами с угловым несогласием залегает нижний карбон, сложенный конгломератами и красноцветными ко-сослоистыми кварцевыми песчаниками аллювиальной равнины (1000 м). Направление потоков было северное. К северу они замещаются чередованием этих песчаников с глыбовыми известняковыми брекчиями, которые далее переходят в карбонатные породы с фауной брахиопод, кораллов и фораминиферов.

В Кельпинтаге красноцветные песчаники перекрываются известняками (100 м) верхнего карбона и ассельского яруса. Севернее, в г. Муздук и других горах, мощность этих отложений достигает 1000 м (Буртман, 2006; Мазарович и др., 1995; Сеницын, 1957). В Восточном Кокшаалтау нижняя граница отложений карбонатного шельфа (2000 м) опускается до эмса или прагиена, а верхняя граница находится в ассельском ярусе. В верхней части разреза карбонатов встречены прослои туфов и лав риолитового и трахидацитового состава. Они перекрываются толщей карбонатно-терригенного флиша с олистостромами (700 м), содержащими раннепермские фораминиферы (Буртман, 2006).

Аллохтонные комплексы Таримского континента представлены пелагическими отложениями континентального склона и подножия.

В Туркестанском хребте и на северном склоне Зеравшанского хребта видимое основание разреза представлено отложениями нижнего силура и лудлова: глинистыми, углито-глинистыми, кремнистыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами (туркестанская, кенкольская свита и их аналоги). Большая часть этих отложений сложена флишем с пластовыми телами базальтов и трахибазальтов. В Зеравшанском хребте толщи этого возраста представлены карбонатно-терригенными отложениями, кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, глинистыми известняками и доломитами (1000 м). Пржидол и нижний девон сложен кремнисто-терригенными, карбонатно-кремнистыми и рифогенными известняками. Лохков, прагиен и эмс представлены пластами радиоляритов, фтанитов, цветных яшм и глинисто-кремнистых алевролитов. Среди кремней встречаются линзы карбонатных брекчий и обломочных известняков.

В Зеравшанском хребте средний и верхний девон, ранний карбон, башкирский ярус и часть московского яруса представлены стратиграфически конденсированными разрезами кремнистого и карбонатного типов. Первый из них сложен кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми туффитами кислого состава (200–500 м). В карбонатном типе конденсированного разреза развиты пелагические известняки (300 м).

Верхний карбон сложен флишево-олистостромовой толщей (1000 м). Размеры олистоплаков достигают 50×350 м. Севернее пос. Дараут олистоплаки достигают 300 м по мощности и нескольких км в длину. Олистолиды и олистоплаки представлены известняками, кремнями и терригенными породами вышеуказанных нижележащих разрезов. В междуречье Кызыл-Суу и Кок-Суу олистостромовая толща подвержена сильной деформации. Здесь встречены олистоплаки серпентинитов, толеитовых базальтов СОХ (по геохимическим особенностям) и океанических островных дуг (по петрохимии). Многие глыбы в микститите сложены нижнепалеозойскими породами, наряду с которыми встречаются глыбы песчаников и конгломератов ассельского возраста (Лыточкин и др., 1993; Ненахов, Лыточкин и др., 1992, Пай, 1991).

В Кичи-Алайском и Восточно-Алайском хребтах аллохтонные единицы Таримского континента сложены идентично. Видимое основание в Восточном Алае представлено нижним и верхним силуром, сложенным кремнистыми и глинистыми сланцами. Выше лежит средний девон, образованный чередованием кремнистых, глинистых и карбонатных пород с песчаниками, которые имеют флишевую стратификацию. Они вверх сменяются конденсированными осадками: тонкослоистыми кремнями (радиоляритами, фтанитами), аргиллитами, алевролитами, кремнистыми пелитоморфными и обломочными известняками (20–200 м) возраста от фаменского по московского века.

В юго-восточной части Ферганского хребта низы разреза сложены глинистыми сланцами силура с прослоями кварцевых песчаников (400 м). Выше лежит интенсивно деформированный и метаморфизованный в пределах фации зеленых сланцев дистальный флиш (3000 м) девонского возраста. Песчаники здесь имеют олигомиктовый кварцевый состав. Выше лежит конденсированный разрез: красные и зеленые кремни, глинистые сланцы и слоистые известняки (20–300 м) позднего девона – низов гжелского яруса. Выше согласно залегает проксимальный флиш – двух- и трехкомпонентный (кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, преимущественно алевролиты и аргиллиты), крупноритмичный,

содержащий горизонты флюксотурбидитов и олистостром (3000 м). Возраст – гжельский ярус карбона – раннесакмарский подъярус Перми (Бискэ и др., 1982, Далимов и др., 1998).

В Майдантаге и Кокшаалтау видимое основание аллохтонного разреза сложено терригенным дистальным флишем (2000–3000 м) девона. В обломочной фракции флиша преобладает кварц. В районе Орто-Суу девонские отложения представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, которые по тектоническому контакту выше сменяются толщей туфобрекчий, туфов и рифовых известняков, среди которых встречаются потоки лав базальтового, андезитового и трахиандезитового состава (300–1500 м). По геохимическим характеристикам они соответствуют внутриплитным магматическим образованиям (Бискэ, Табунс, 1996).

Выше лежат конденсированные осадки: радиоляры турне, аргиллиты с силицитами визе, пестрые глинистые микриты и калькарениты серпухова. Местами встречены вулканогенно-осадочные породы и лавы андезито-базальтового состава. Вверх по разрезу лежат терригенный и карбонатно-терригенный флиш с олистоплаками известняков и силицитов. Флиш содержит остатки отложений позднего башкира, московского, касимовского и ассельского возрастов. В китайской части этой же тектонической зоны мощность аналогичных вернепалеозойских отложений достигает нескольких километров.

В северных предгорьях Майдантага, в Аксае, в тектонических чешуях самые древние отложения представлены граптолитовыми сланцами лландовери – лохкова. Стратиграфически выше лежат конденсированные осадки: черные, зеленые и красные кремни (200 – 400 м). В низах толщи найдены конодонты эмса, выше – радиолярии и конодонты позднего девона, турне, визе, серпухова и в кровле – раннебашкирские конодонты. В визе-башкирской части разреза присутствуют прослои известняков, на некоторых участках – известняковые брекчии с бентосной фауной (результат деятельности мутьевых потоков, достигших континентального подножья). Вверху разреза лежит башкирская и раннемосковская толщи терригенного флиша с олистостромами (Буртман, 2006).

3.2. КОМПЛЕКСЫ ДИВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ

Эпиконтинентальные рифтогенные комплексы региона описаны в главе II, так как начало заложения дивергентных границ больше связано с протерозойским этапом развития Тянь-Шаня.

3.2.1. Океанические комплексы в каледонидах

Комплексы Жалаир–Илийского и Сакского палеоокеанов

Нижнепалеозойские океанические геодинамические комплексы выражены фрагментами коры Жалаир-Илийского и Ишим-Нарынского (Сакского) раннепалеозойских океанов (рис. 3.7). При замыкании последних аллохтонные останцы этой коры, представленные офиолитами, обдуцировали на соседние микроконтиненты, от которых они отделены сутурными зонами и надвигами.

Офиолиты, представляющие океаническую кору Жалаир-Илийского бассейна, присутствуют в аллохтонных пластинах и блоках, шарьированных на северный (в современных координатах) пассивный край Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента (в Заилийском и Кунгейском хребтах). Аллохтонное залегание офиолитов непосредственно на комплексе основания или его чехле здесь доказывается геофизическими данными и бурением (Авдеев, 1984; Краснобородкин, 1984), а также непосредственными наблюдениями выходов этих пород в бассейне р. Чон-Кемин (рис. 3.8) (Гесь, 2006). Анализ палеонтологических данных указывает на предаренигское время обдукции офиолитов на отложения пассивной окраины. Их обломки уже совместно находятся в верхнеаренигско-лланвирнской свите, представляющей неавтохтон (Авдеев, Ковалев, 1989).

В некоторых фрагментах (в Заилийском хребте), обдуцированных из сутуры Жалаир-Илийского бассейна аллохтонов, сохранился наиболее полный разрез офиолитовой ассоциации, хотя и претерпевший значительную дезинтеграцию разновозрастными разломами и частично поглощенными палеозойскими гранитоидными интрузиями. Этот разрез имеет отчетливое четырехчленное строение (Авдеев, 1984; и др.) при близвертикальном современном залегании полосчатости, а сверху его и слоистости. С северо-запада на юго-восток здесь обнажаются: 1) в основании – серпентиниты по дунитам, гарцбургитам, верлитам, пироксенитам (300–500 м); в подошве обдукционного покрова серпентиниты интенсивно рассланцованы, милонитизированы, будинированы, карбонатизированы, листовитизированы; 2) вверх по разрезу ультрамафиты сменяются полосчатыми габброидами, среди которых присутствуют троктолиты, оливковые нориты, клинопироксеновое пегматоидное габбро (500–700 м); 3) габброиды

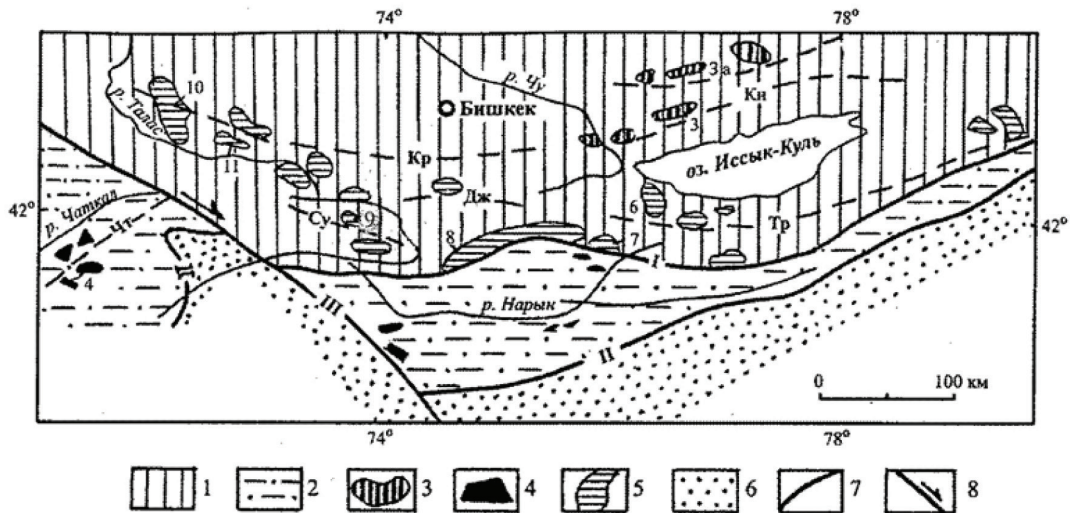


Рис. 3.7. Схема размещения нижнепалеозойских офиолитов в современной структуре Северного и Среднего Тянь-Шаня.

1–2 – континентальное основание (pR_3) и отложения пассивной окраины (V_2-O_1) Северо-Тянь-Шаньского (1) и Срединно-Тянь-Шаньского (2) микроконтинентов; 3–5 – аллохтонные фрагменты нижнепалеозойских офиолитов СОХ (3 – из Жалаир-Илийского и 4 – Ишим-Нарынского (Сохского) океанических бассейнов) и из Кыргызско-Терской задугового бассейна (5); 6 – герцинские комплексы Южного Тянь-Шаня; 7 – постсутурные разломы (I – линия Николаева, II – Ферганско-Ат-Баши-Иныльчекский); 8 – важнейшие диагональные сдвиги (III – Таласо-Ферганский). Цифрами обозначены номера рисунков, отображающих детали структуры офиолитовых останцов. Сокращенные названия горных хребтов: Дж – Джумгалский, За – Заилийский, Кн – Кунгей Ала-Тоо, Кр – Кыргызский, Су – Суусамырский, Чт – Чаткальский, Тр – Терской-Ала-Тоо

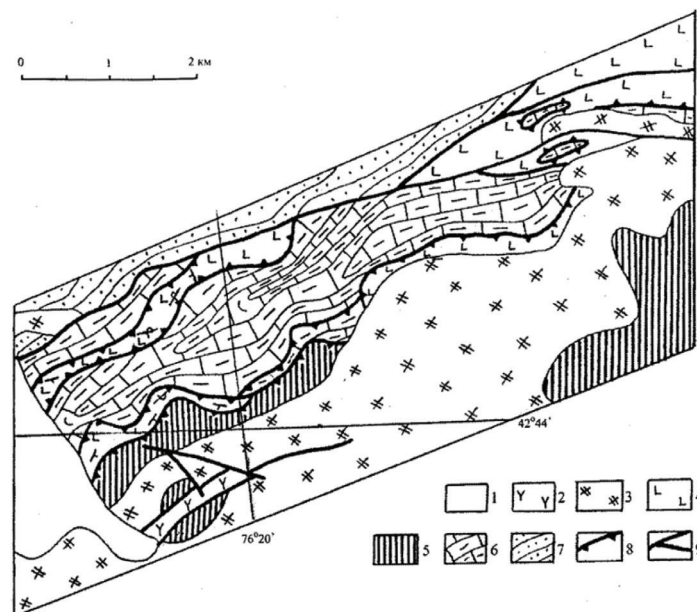


Рис. 3.8. Геодинамическая схема бассейна рек Тору-Айгыр и Туук, северный склон Кунгей-Ала-Тоо (с использованием данных геологической съемки с изменениями):

1 – четвертичные отложения; 2 – штоки пермских сиенитов; 3 – долонатинский коллизийный (постобдукционный) гранитоидный комплекс (O_1); 4–5 – аллохтон офиолитового комплекса из Жалаир-Илийского океанического бассейна; 4 – подушечные и массивные базальты, бластомилониты по базальтам ($V_2?-O_1$); 5 – габбро такситовое, местами полосчатое с горизонтами пироксенитов ($R-V?$); 6–7 – автохтон Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента: 6 – углеродисто-сланцево-карбонатные отложения (торуайгырская свита ($V_2?-O_1$) шельфа; 7 – флишоподобные терригенные отложения (чонкеминская свита ($V-O_1$) склона); 8 – предпозднеаренигский обдукционный надвиг; 9 – прочие позднепалеозойские и неотектонические разломы

секутся дайками габбро-диабазов и диабазов (до 500 м), переходящих в силлы пятнистых габбро-диабазов (до 500 м), а выше в слои параллельных диабазовых даек (до 500 м); 4) с дайками связан слой пиллоу-лав миндалекаменных базальтов и афировых спилитов (аксайская толща; до 1 км). В вулканитах в разрезах других фрагментов в этом районе (Заилийский и Кунгейский хребты) содержатся прослойки кремнистых туфов и туффитов основного состава и эдафогенных вулканомиктовых песчаников, а разрез завершается толщей фтанитов-спонголитов (жылиспайская толща, несколько десятков метров).

Анализ петрохимических особенностей базальтов рассматриваемого офиолитового комплекса (Гесь, 2006) как наиболее результативных в отношении геодинамических интерпретаций свидетельствует (рис. 3.9) об их принадлежности к толеитовой серии. Такие информативные диаграммы, как Ti – Cr, Zr/Y-Zr, (Ti/100) – Zr – (Y x 3), (Ti/100 – Zr – (Sr/2), TiO₂ – (Y/Nb), TiO₂ – K₂O, Cr-Y, указывают на преобладающее формирование этих базальтов в срединно-океаническом хребте, что подтверждает их океанический характер.

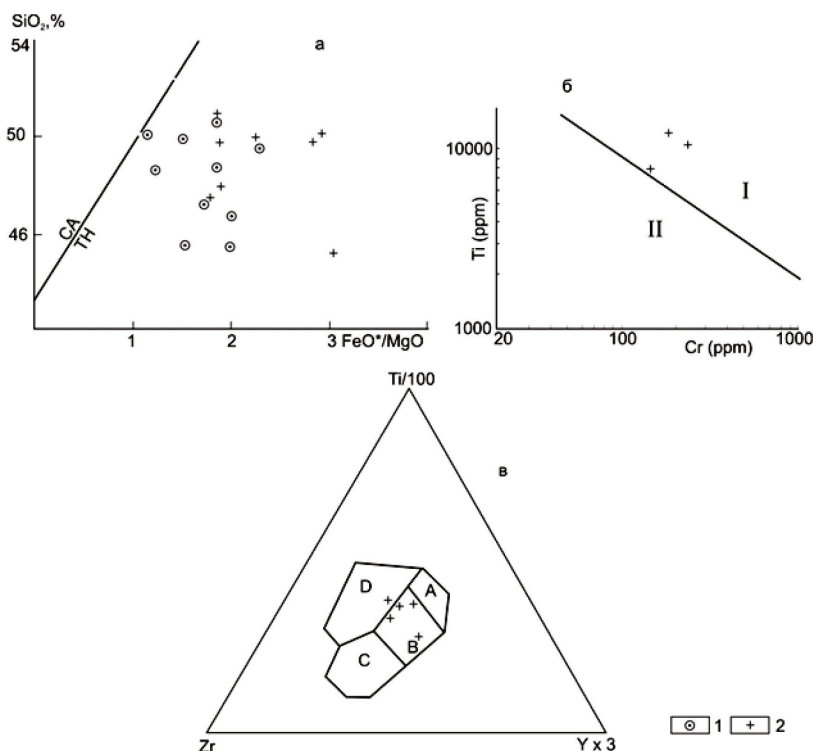


Рис. 3.9. Состав вулканических пород палеоокеанических кембро-ордовикских офиолитовых комплексов Тянь-Шаня на индикационных петрохимических и геохимических диаграммах: а) диаграмма FeO*/MgO-SiO₂, показывающая границу между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) вулканическими сериями, по (Miyashiro, 1974). Точки составов пород (для всех рисунков): 1-2 – базальты палеоокеанических бассейнов: 1 – Ишим-Нарынского (каратерекская толща), 2 – Жалаир-Илийского (аксайская толща); б) диаграмма Ti-Cr, показывающая поля базальтов дна океанов и окраинных бассейнов (I) и базальтов островных дуг (II), по (Шараськин и др., 1980); в) диаграмма Ti/100-Zr-Y/3, показывающая поля толеитов островных дуг (А,В), базальтов срединно-океанических хребтов (В), известково-щелочных базальтов (В,С) и внутриплитных базальтов (D), по (Pearce and Cann, 1973); г) диаграмма Ti/100-Zr-Sr/2, показывающая поля островодужных толеитов (А), известково-щелочных базальтов (В), базальтов срединно-океанических хребтов (С), по (Pearce and Cann, 1973); д) диаграмма TiO₂-Y/Nb, показывающая поля щелочных и известково-щелочных базальтов (I) и базальтов срединно-океанических хребтов (II), по (Floyd and Winchester, 1978); е) диаграмма TiO₂-K₂O, показывающая поля вулканитов: I – островных дуг (Ia – бониниты, Ib – толеиты, Iв – известково-щелочные породы, Iг – щелочные породы, II – срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III – задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV – океанических островов (IVa – толеиты, IVб – субщелочные породы), V – океанических островов и областей активизации кратонов (Va – толеиты, Vб – субщелочные породы), VI – области активизации кратонов (VIa – толеиты, VIб – субщелочные породы), по (Миронов и Котляр, 1991); ж) диаграмма Cr-Y, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитов островных дуг (IAT), по (Pearce, 1982)

Останцы офиолитовой ассоциации, представляющей океаническую кору Ишим-Нарынского (Сакского) бассейна, в современной тектонической структуре в аллохтонном залегании обнажаются в пределах Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента. Они присутствуют в восточной части Чаткальского хребта, на северо-восточном склоне Ферганского хребта и в хребте Чаарташ. Здесь к ним относятся мелкие протрузии серпентинитов и тела серпентинитового меланжа, местами небольшие тектонизированные фрагменты полосчатых амфиболизированных габбро, а преобладают metabазальтовые толщи (каратерекская в Чаткальском и конгурсайская в Ферганском хребтах). Они дезинтегрированы на разных размеров тектонические пластины в виде антиформ и синформ. В видимых нижних частях их разрезов (мощность 150–1500 м) преобладают аповулканические динамосланцы (альбит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые), включающие реликты лав зеленокаменно измененных базальтов и их туфов с прослоями микрокварцитов (по кремнистым породам) и известняков с хиолитами кембрийского возраста (по неопубликованным данным С.Е. Христова).

Нижняя зеленосланцевая часть каратерекской толщи в Чаткальском хребте постепенно вверх по разрезу сменяется пачками туфопесчаников, дистальных турбидитов с горизонтами базальтов и их туфов. Разрез завершается тонким переслаиванием кремней, глинисто-кремнистых сланцев и покровами базальтов. В прослоях кремнистых алевролитов обнаружены остатки конодонтов, характерных для аренига-лланвирна (Христов и др., 1999).

Петрохимические характеристики рассматриваемых metabазальтов, отраженные на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{FeO/MgO}, \text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 3.9), свидетельствуют о принадлежности этих пород к толеитовой серии, формировавшейся в условиях срединно-океанических хребтов (Гесь, 2008). В дальнейшем они были вовлечены в систему аккреционного клина, образовавшегося в связи с погружавшейся к северу под Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент зоной субдукции. Об этом свидетельствуют также такие структурные и петрологические черты, как интенсивный неравномерный динамометаморфизм, местами сложная изоклинальная складчатость, присутствие фрагментов серпентинитового меланжа, а также наличие в зеленых сланцах реликтов высокобарического глаукофана.

Как отмечено нами выше, геологический возраст офиолитов из этого обдуживавшего аккреционного клина, по данным микропалеонтологических остатков охватывает пределы кембрия – начало среднего ордовика. До конца среднего и в начале позднего ордовика и происходила упомянутая обдукция офиолитов на Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент. Верхний возрастной рубеж обдукции выражен перекрывающей аллохтоны и автохтоны верхнеордовикской молассой, представляющей собой постамальгамационный неавтохтон.

3.2.2. Океанические комплексы в герцинидах

Комплексы Туркестанского палеоокеана

Геологическое строение офиолитов Южного Тянь-Шаня относительно хорошо изучено. Если в работах более ранних исследователей преобладала «интрузивная» концепция формирования основных и ультраосновных пород (Висьневский, 1958; Висьневский, Халматов, 1965; Хамрабаев и др., 1964; 1967; Поршняков, 1973; Бискэ, 1996 и др.), то начиная с 70-х годов их начали относить к офиолитовым образованиям океанического бассейна (Буртман, Клишевич, 1972; Буртман, 1976; Макарычев, 1974; Куренков, 1983; Бакиров, Бискэ и др., 1984; Куренков, Диденко и др., 2002; Буртман, 2006 и др.).

Складчатые образования Южного Тянь-Шаня традиционно разделяются на северный и южный складчато-надвиговые пояса (Яговкин, 1969; Поршняков, 1973 и др.). Северный из них, представляющий собой часть Нуратау-Кокшаальского пояса, распространен и в восточном секторе, расположенном к востоку от Таласо-Ферганского разлома. Южный складчато-надвиговой пояс слагает часть Гиссаро-Востоальноайского пояса, представленного на территории изучаемого региона образованиями сугутского метаморфического комплекса. Последний представляет собой часть палеозойского Ягнобского палеоокеана, существовавшего приблизительно в то же время, что и Туркестанский океанический бассейн (Бакиров, 1999).

К Нуратау-Кокшаальскому складчато-надвиговому поясу относятся офиолиты Северо-Восточной Ферганы (майлисуйская свита), восточное продолжение которого выходит на южном склоне Ат-Башинского хребта (ташрабатская, балыктинская свиты), а западное представлено фрагментами офиолитов Южной Ферганы (канский серпентинитовый меланж, фрагменты р.Сох, ур.Сартале, Кыргыз-Ата и др.).

Офиолиты Северо-Восточной Ферганы расположены в пределах майлисуьской зоны и представлены образованиями одноименной свиты. Описание метаморфических сланцев впервые встречается в работе В.Н.Огнева (1935). В дальнейшем геология района исследовалась разными геологами. Со второй половины 70-х годов начали появляться данные о принадлежности пород майлисуьской серии образованиям океанической коры (Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Шванов, 1979; Бискэ, 1983; Бакиров, Бискэ и др., 1984; Христов, Миколайчук, Козырев, 1986; Войтович, Ванина, 1985; Ванина, 1990 и др.).

В структурном отношении северо-восточная часть Южного Тянь-Шаня представляет собой серию тектонических пластин-покровов, надвинутых друг на друга от границы Срединного и Южного Тянь-Шаня на юг (Бискэ и др., 1985). К ним относятся (сверху вниз):

1. Майлисуьский покров – меланократовый фундамент (O-S).
2. Каракорумский покров – осадочно-вулканогенная толща (S_1-C_1).
3. Окджетпесский покров – вулканогенно-известняковая толща (средн. палеозой).
4. Сересуйский покров – глинисто-кремнистых толщ (S).
5. Баубашатинский покров вулканогенно-известняковая толща (лландовери-башкирский ярус).

По существу покровный характер структур свойственен всем выходам пород, представляющих собой разные части офиолитовых образований, сформированных в пределах единого древнего Туркестанского океанического бассейна. Меланократовый фундамент встречается только в составе майлисуьского покрова, все остальные покровы являются разными типами разрезов верхнего члена офиолитовой ассоциации. Низы офиолитов не вскрыты, вернее, на них надвинуты известняки и доломиты (D_2-C_1) Срединного Тянь-Шаня (Бискэ и др., 1982), а вверху перекрываются терригенными породами манубалдинской свиты с конгломератами в основании.

В строении офиолитов сверху вниз выделяются следующие комплексы: вулканогенно-осадочный, параллельных даек, верлит-пироксенит-габбровый и гипербазитовый (Бискэ и др., 1983; Христов и др., 1986).

Эффузивно-осадочный комплекс. Детальное изучение внутреннего строения майлисуьского вулканогенно-осадочного комплекса привели Л.В.Ванину и И.И.Войтовича (1982) к установлению двучленного строения описываемой толщи. Нижняя часть разреза представлена образованиями майлисуьской серии. Они сложены преимущественно вулканогенными породами основного состава, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Главным образом это эпидот-альбит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-актинолитовые, кварц-актинолит-хлоритовые, кварц-хлорит-гидромусковитовые сланцы. В составе толщи присутствуют горизонты маломощных метаморфизованных тонкообломочных терригенных пород, прослойки кремней, линзы мраморов. Взаимоотношения их с породами меланократового фундамента тектонические. Верхняя часть сложена в основном терригенными породами с подчиненным количеством вулканогенных, присутствуют также песчаники, мелкообломочные галечники, конгломераты, туфопесчаники, туфы, алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы, пятнистые аповулканогенные сланцы, диабазы, мраморизованные известняки, кремни. Взаимоотношения нижней и верхней частей вулканогенно-осадочного комплекса тектонические, надвиговые – нижняя толща полого надвинута на верхнюю.

Возраст толщ определяется находками в кремнях, переслаивающихся с вулканитами, радиолярий ранне-, среднепалеозойского возраста (Ванина, Войтович, 1982).

Комплекс параллельных даек. Параллельные дайки диабазов имеют мощность 0,3–2,0 м. Активный контакт выражается образованием амфиболитовых базальтов (зона закалки), которые к центру дайки переходят сначала в тонкозернистые диабазы, затем в среднезернистые порфиоровые габбро-диабазы. Среди параллельных даек выделяются дайки второй генерации, имеющие мощности 3–30 см и представленные плагиобазальтами (Христов, Миколайчук, 1986). С.А. Куренков и др. (2002) отмечают разновозрастность и разнонаправленность дайковых комплексов, которые могут характеризовать геодинамическую обстановку концентрированного спрединга.

Породы меланократового фундамента делятся на дунит-гарцбургитовую и верлит-пироксенит-габбровую серии, представляющие собой дифференциаты единого магматического очага. В Северо-Восточной Фергане выделяют еще и пикрит-габбро-диабазовые массивы (Михайлов, Семенов, 1976; Семенов, 1982). Серпентинизированные гипербазиты (апогарцбургиты и аподуниты), составляющие основание офиолитовой ассоциации, интенсивно милонитизированы и представлены бастит-хризотил-лизардитовыми разностями. Серпентиниты местами замещены брекчиевидными лиственитами. Наиболее крупные тела гипербазитов в описываемом районе обнажаются в горах Бешбаджа и Намаздек

и протягиваются на 3,5–4,5 км и представлены апогарцбургитовыми серпентинитами с подчиненным количеством габбро (Семенов, 1982). Гипербазиты, не подверженные метаморфическим изменениям и характеризующиеся значительными выходами на поверхности, встречаются в Атойнокском, Кезартском и Манубалдинском массивах. В пределах Майлисуйской зоны присутствуют также крупные линзы (0,5–1,5 км в поперечнике) гарцбургитов (Акджонский массив, севернее г. Акджол). В серпентинитах Бостерекского массива имеется небольшой шпир хромитов (2 x 0,7 м).

Верлит-пироксенит-габбровая серия располагается выше массива гипербазитов и слагает довольно крупные тела в пределах рр.Джангарык, Медексай и Киркира. В основании серии присутствуют в некоторой степени серпентинизированные плагиоклазовые верлиты и лерцолиты. В качестве промежуточной разности пород между плагиоклазовыми верлитами и габбро выделяются оливиновые плагиоклазовые верлиты. Вышележащие мелко- и крупнозернистые тонкополосчатые габбро во многих местах с нижележащими пироксенитами связаны постепенными переходами. В этом интервале выделяются следующие разновидности габбро: оливиновые габбро, габбро-нориты и троктолиты. Разрез габбрового слоя завершается габбро-диабазами с габбро-офитовой структурой (Христов, Миколайчук, 1986).

Спайдерграммы РЗЭ пород майлисуйской свиты согласно хондрит нормализованной диаграммы Sun & McDonough (1989) показывают четкое разделение диабазов и габбро от вулканогенных пород, обнаруживая сходство с базальтами MORB. Спектры распределения РЗЭ в диабазах и габбро характеризуются более низкими концентрациями, чем в ассоциирующихся с ними вулканитах. Формы линий распределения свидетельствуют о едином магматическом источнике как вулканогенных, так и интрузивных их разностей (рис. 3.10).

Согласно диаграмме Pearce (1982), метабазальт (обр. MS-7) и диабаз (обр. MS-2) относятся к MORB типу (рис. 3.11). Диабаз характеризуется более низкими концентрациями почти всех элементов.

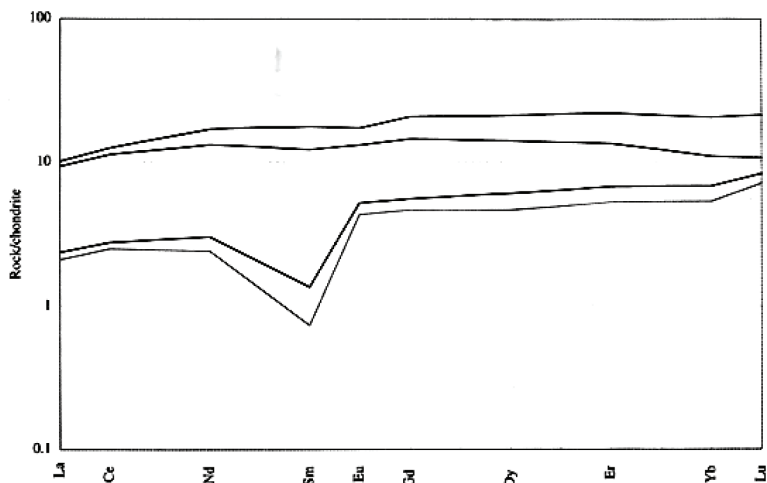


Рис. 3.10. Нормированные к хондриту породы майлисуйской свиты

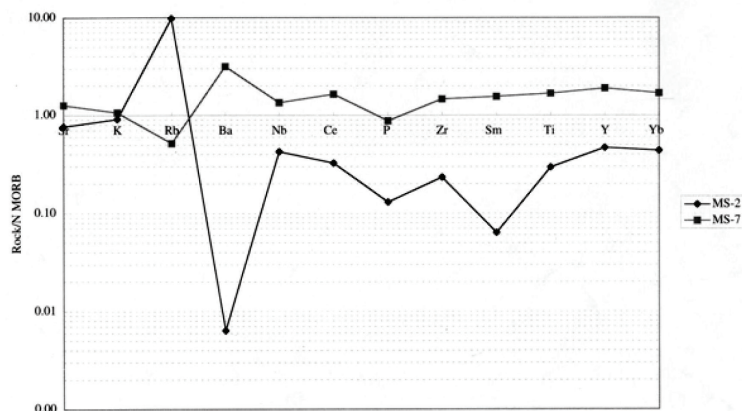


Рис. 3.11. Нормированные к N-MORB рассеянные элементы пород

Канский серпентинитовый меланж относится к породам интенсивно тектонизированной офиолитовой ассоциации.

Он расположен в северных предгорьях хребта Катрантау и отдельными фрагментами протягивается с запада на восток почти на 26 км при ширине, варьирующейся от 0,2 до 4 км. На всем протяжении Южно-Ферганского разлома развиты фрагменты серпентинитового меланжа: Канский, Восточнокарачатырский, Наукатский и Кызылсайский.

Канский серпентинитовый меланж характеризуется сложным внутренним строением. Серпентиниты, представляющие основную массу, сложены в основном бастит-хризотилом. Нередко встречаются участки, где серпентиниты представлены антигоритовыми, антигорит-хризотиловыми и хризотиловыми разновидностями. Повсеместно в них наблюдаются линзовидной, шарообразной формы обломки магматических, метаморфических и осадочных пород, принадлежащих образованиям океанической коры, без признаков стратифицированности. Размеры обломков измеряются десятками и сотнями метров в поперечнике.

Ультраосновные разновидности обломков магматических пород размером от 0,5 до 3–4 м слагают небольшие тела серпентинизированных лерцолитов, верлитов и вебстеритов. Основные магматические образования представлены габбро-амфиболитами, габбро-диабазами и эффузивами основного состава. Наиболее крупный выход габбро-амфиболитов (до 100–300 м в поперечнике) отмечается в долине р. Ак-Капчигай, в котором хорошо сохранилось полосчатое строение с характерной габбро-офитовой и офитовой структурами. Г.И.Макарычев (1978) и С.А.Куренков (1983) отмечают дайковый облик габбро-диабазов, расположенных в цепочку в виде тел изометричной формы (10–15 м в поперечнике). Они считают, что это тектонически растащенные породы комплекса параллельных даек офиолитов. Кроме того, в серпентинитовом меланже отмечаются многочисленные «плавающие» обломки эффузивно-осадочных пород океанической коры. Это различные альбит-хлорит-актинолитовые, альбит-хлоритовые (метаморфические аналоги эффузивных пород основного состава), кремнистые сланцы и известняки. Размеры последних нередко достигают 40–50 м в поперечнике. В осадочных образованиях обнаружены брахиоподы, гониатиты, радиолярии, указывающие на интервал времени от среднего девона до визейского века раннего карбона.

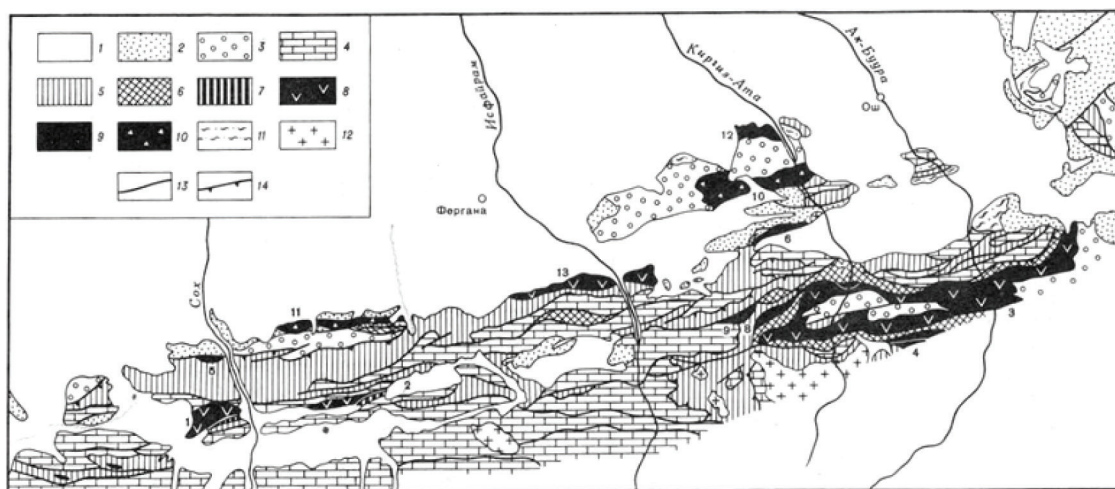


Рис. 3.12. Схема распространения пород офиолитовой ассоциации в герцинидах Туркестано-Алая (по С.А.Куренкову, 1983):

Цифры на схеме 1–4 – офиолитовые аллохтоны: 1,2 – Сарталинский (1 – Сохский фрагмент, 2 – Сарталинский фрагмент), 3,4 – Киргизатинский (3) и его Чугамский фрагмент (4), 5–9 – тектоническими пластинами и линзами серпентинитового меланжа моно- и олигомиктового составов: 5 – Кызылсайская, 6 – Наукатская, 7 – Шамшалинская, 8 – Джейренбельская, 9 – Абширская; 10–13 – фрагменты сутуры Туркестанского палеоокеана (меланж полимиктового состава): 10 – Карачатырский, 11 – Канский, 12 – Араванский, 13 – Учкурганский.

1 – четвертичные отложения; 2 – мезозойские отложения; 3 – неавтохтон ($C_2m_2 - P$): конгломераты, песчаники; 4–6 – автохтон: 4 – известняки, доломиты ($S-C_2m_1$); 5 – комплекс отложений континентального склона ($S-D$): глинистые сланцы; 6 – олистостромы ($C_1n_1 - C_2m_1$), конгломерато-брекчии с олистолитами; 7–10 – породы офиолитового комплекса: 7 – меланократовый фундамент; 8 – отложения океанической стадии ($O-C_1$); 9 – моно- и олигомиктовый меланж; 10 – полимиктовый меланж; 11 – зеленые метаморфические сланцы; 12 – граниты; 13,14 – разрывные нарушения: 13 – крутые; 14 – крупные надвиги

Структурно выше канского серпентинитового меланжа обособлены так называемые «метаморфические сланцы» канской серии, представляющие, по всей видимости, эффузивно-осадочные образования Туркестанского палеоокеана. В составе свиты широким распространением пользуются кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, альбит-хлорит-актинолитовые сланцы. Присутствуют также в разрезе песчаники, алевритоглинистые сланцы. Редко встречаются микрокварциты и линзы мраморов. Отмечаются также граувакки, иногда кварцевые или аркозо-граувакки. В.Н. Шванов (1983) по литологическим и геохимическим параметрам сопоставляет их с верхнесилурийскими граувакками, залегающими выше пульгонской свиты. «Метаморфические сланцы» канской серии отождествляются с майлисуйскими метаморфическими сланцами, возраст которых, по фаунистическим данным, определен как ранне-, среднепалеозойский (Ванина, Войтович, 1985).

В пределах Охнинско-Талдыкской зоны в Высоких предгорьях Алайского хребта с запада на восток простирается относительно ненарушенный тип разрезов пород Туркестанского палеоокеанического бассейна (рис. 3.12), наиболее представительными фрагментами которого являются офиолитовые аллохтоны Сох, ур.Сартале и Кыргыз-Ата и другие. Они характеризуются стратиграфическим наложением эффузивно-осадочных образований на меланократовый фундамент.

Офиолиты ур.Сартале приводятся как пример наиболее полно представленного всеми членами офиолитовой ассоциации. Они располагаются в междуречье Сох-Шахимардан и протягиваются с запада на восток по северному предгорью Алайского хребта. Протяженность выхода – около 70 км при ширине, не превышающей 10 км. Особенность офиолитов описываемой территории заключается в том, что в них хорошо сохранились первичные взаимоотношения отдельных составляющих. В состав офиолитовой ассоциации Сартале входят (снизу вверх): меланократовый фундамент, серия параллельных даек, эффузивно-осадочные породы (Буртман, Клишевич, 1972; Макарычев, 1974; 1978; Буртман, 1976; Макарычев, Висьневский, 1973; Поршняков, 1973, Алексеенко, 1968; Куренков, 1983; Семенов, 1982; Буртман и др., 1998; Куренков, Диденко и др., 2002; Буртман, 2006 и др.). Офиолиты рассматриваемой территории с небольшим горизонтом (25–30 м) серпентинитового меланжа в основании в тектоническом покрове налегают на терригенные отложения силура (параавтохтон) (Буртман, Клишевич 1972).

Эффузивно-осадочный комплекс со стратиграфическим и с угловым несогласием залегает на породах меланократового фундамента. Хорошо изученным разрезом этого комплекса является центральная часть участка Надир. По данным В.С.Буртмана и др. (1977), комплекс сложен внизу конгломератами с преобладанием галек габбро-диабазов. Встречаются также единичные гальки габброидов и ультраосновных пород. Выше располагаются базальтовые порфириты, пироксеновые вариолиты, пикритовые порфириты, коматиты, спилиты, диабазы, плагиоклазовые порфириты, переслаивающиеся с кремнистыми породами и яшмами сургучного и красного цветов. Вулканогенные разновидности пород характеризуются подушечной отдельностью. В яшмоидах нижней пачки обнаружены радиолярии раннего-среднего ордовика. Этот возраст согласуется с находками граптолитов в пределах Заркарского участка (Буртман и др., 1977).

По данным петрохимических исследований, эффузивные породы сарталинских офиолитов сформированы в геодинамической обстановке рифтовой зоны задуговых бассейнов (Абакумова, Шинкарев 1994). Такого же мнения придерживаются Л.Л. Герман и Д.Д. Будянский (1990) и Л.В. Ванина (1990). С.А. Куренков, А.С. Перфильев и др. (1988) относят их к внутриокеаническим образованиям.

Комплекс параллельных даек в пределах Надирского массива габбро-перидотитов представлен следующими породами (Куренков, 1983). Внизу крупнозернистые габбро-диабазы с офитоидной структурой. В верхней части дайкового комплекса развиваются более мелко- и среднезернистые разновидности габбро-диабазов: уралитовый габбро-диабаз, диабаз с радиально-лучистым расположением удлиненных лейст плагиоклаза, оливинный диабаз. Отличительной чертой верхней части дайкового комплекса является характерная вариолитовая структура пород и шаровая отдельность, напоминающая подушечное строение. Эти данные свидетельствуют, по всей вероятности, о том, что мы имеем дело с верхними апикальными частями дайкового комплекса. Мощности даек небольшие, измеряются первыми метрами (Куренков, 1983; Куренков, Диденко и др., 2002).

Габбро-перидотитовый комплекс. Нижняя часть меланократового фундамента сложена черными дунитами и перидотитами (верлиты), которые в определенной степени серпентинизированы. Встречаются также небольшие по размеру тела вебстеритов. Вторичными минералами в них являются серпентин, хлорит. Вверх по разрезу гипербазитовая часть постепенно через плагиоклазовые разновидности перидотитов переходит к такситовым полосчатым габбро. Выше появляются габбро-нориты, в которых

неизменный плагиоклаз почти не встречается. Венчает разрез меланократового фундамента рогово-обманковое габбро полосчатой структуры. Полосчатость образована чередованием меланократовых и лейкократовых их разновидностей.

Габбро-перидотитовые массивы Сарталинской полосы, относящиеся к офиолитовой ассоциации, характеризуются общими для них особенностями, выражающимися в постепенном переходе от гипербазитовой части к габброидным и полосчатым (кумулятивным) образованиям габброидной части. Нижний комплекс тектонизированных гипербазитов на поверхность не выходит (Макарычев, 1978; Куренков, 1983; Буртман, 2006).

Офиолиты Кыргызата, расположенные в междуречье Чиле-Гульча, отличаются от Сарталинских незначительными выходами пород меланократового фундамента. При этом отмечается полная аналогия эффузивно-осадочной части разрезов, хотя в Кыргызатинском типе преобладают спилито-диабазы. Возраст эффузивно-осадочных пород по радиоляриям силур-девонский (Буртман и др., 1977; Куренков, 1983).

Фрагменты Кызкурганского, Сохского, Джейранбельского и других офиолитов Южного Тянь-Шаня в основном имеют идентичные разрезы океанических образований и характеризуются относительно одинаковым временем формирования пород. Они имеют общее структурное сходство толщ. Эти особенности описываемых офиолитов подтверждают идею о формировании их в пределах единого Туркестанского палеоокеана (Куренков, 1983).

В восточном секторе офиолиты Туркестанского палеоокеана слагают аллохтонные пластины в Ат-Башинском и Джаны-Жерском хребтах (рис. 3.13). В Сарыбулакском офиолитовом комплексе вулканогенно-осадочные образования представлены базальтами, часто спилитизированными, с миндалекаменной текстурой. В их строении участвуют также диабазы, микродиабазы с частым переслаиванием кремнистых сланцев и яшм (ташрабатская толща). Они по тектоническому контакту перекрывают породы меланократового фундамента. Последние состоят из меланжированных гарцбургитов с серпентинизированными их разновидностями, выше постепенно переходящими к полосчатым габброидам. Видимая мощность офиолитового разреза составляет около 700 м. В пределах Джаныжерского фрагмента офиолитов описан олигомиктовый меланж. Вулканиды представлены спилитизированными базальтами и диабазы, кварц-хлорит-серицитовыми, эпидот-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми сланцами. Они перекрывают габбро и габбро-нориты, в составе которых встречаются бурые листовиты и серого и розового цвета офикальциты. В Ак-Бейтском фрагменте, расположенном в северо-западной оконечности

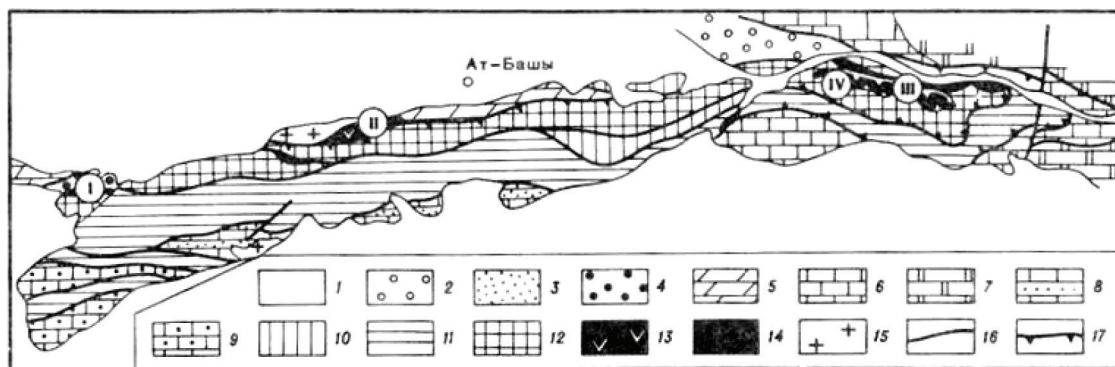


Рис. 3.13. Схема геологического строения Ат-Башинского и Джаныжерского хребтов (по С.А. Куренкову, 1983):

I – Акбейтский меланж; II – Сарыбулакский разрез океанической коры; III – Джагиджирская группа офиолитов; IV – Балыктинский фрагмент; 1–3 – мезо-кайнозойские отложения: 1 – четвертичные, 2 – палеогеновые и неогеновые, 3 – юрские и триасовые; 4,5 – неавтохтон: 4 – пермь: конгломераты, 5 – средний и верхний карбон: известняки, песчаники, конгломераты; 6–9 – автохтон: 6 – верхний девон и нижний карбон: известняки; 7–8 – нижний и средний девон (7 – известняки и доломиты, 8 – песчаники, известняки); 9 – верхний силур – нижний девон: известняки; 10–14 – аллохтонные комплексы: 10 – силур: мраморы, филлиты, зеленые сланцы; 11 – верхний силур, лудловский ярус: глинистые сланцы, кремни, эффузивы основного состава; 12 – протерозой (?), атбашинская свита: двуслюдяные и гранат-амфиболитовые метаморфические сланцы; 13 – фрагменты древней океанической коры; 14 – серпентинитовый меланж; 15 – герцинские граниты; разрывные нарушения: 16 – надвиги; 17 – крутые.

Ат-Башинского хребта, описывается полимиктовый меланж, в котором присутствуют тектонические блоки габбро, родинитов, лиственитов и силурийские эффузивы основного состава, превращенные в метаморфические сланцы с глаукофаном. Встречаются кремни и кремнистые сланцы, а также обломки пород атбашинской свиты (Куренков, 1983; Христов, Христова, 1978).

Офиолитовая ассоциация южного складчато-надвигового пояса в пределах Кыргызстана представлена Сугутской серией – метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями Терекдаванского синклиория. А.Б. Бакиров (1999) считает их фрагментом образований палеозойского Ягнобского палеоокеана, расположенного в южной (в современных координатах) части Таримского континента, в пределах территории соседнего Таджикистана. В геологическом строении свиты участвуют темно-зеленого цвета рассланцованные базальты, андезиты-базальты и диабазы. Среди них встречаются прослой глинисто-кремнистых и глинисто-песчаных толщ, которые вверх по разрезу увеличиваются в мощности, перекрывая вулканиты (мощность – около 500 м). Обычно, вулканические породы характеризуются резким изменением мощности по простиранию. Мощность отдельных линзообразных пластов достигает до 1 км. Наиболее неизменные разности хорошо сохранились в центральных частях линз и пластов. По направлению к контактовым зонам увеличивается степень рассланцованности пород. В этих местах породы характеризуются балстомилонитовыми структурами. Чешуйчатое строение вулканогенной толщи наблюдается в области замыкания Сугутской структуры (Шванов, 1983; Леонов, 1988). Органических остатков в вулканогенно-осадочной толще не найдено. По степени метаморфизма и по составу пород возраст сугутской серии считался протерозойским (?) (Стратифицированные..., 1982). В.Н.Швановым (1983) их возраст условно принимается как ордовик (?) – силур.

По данным В.Н.Шванова (1983), вулканогенные толщи сугутской свиты обладают специфической эндогенной геохимической ассоциацией и по своим петрохимическим признакам соответствуют эффузивам островных дуг.

Породы меланократового фундамента представлены брекчированными серпентинитами (Леонов, 1988). Они встречаются в виде линзообразных тел мощностью 30–100 м.

3.3. КОМПЛЕКСЫ КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ

Комплексы конвергентных границ плит в Тянь-Шане развиты в обеих складчатых областях, как в каледонидах, так и в герцинидах, и представлены образованиями субдукционных и коллизионных обстановок.

3.3.1. Субдукционные комплексы

Комплексы субдукционных обстановок представлены образованиями островодужных систем и активных окраин континента как зондского, так и андского типов.

3.3.1.1 Комплексы островодужных систем

3.3.1.1.1 Комплексы в каледонидах

Комплексы Сакского палеокеанического бассейна

Геодинамические комплексы, индицирующие процессы каледонской субдукции в Тянь-Шане, представлены островодужными и задуговыми вулканитами, интрузивными породами, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов. Среди них установлены комплексы двух возрастных уровней: кембрийско-тремадокского и аренигско-среднеордовикского. Судя по их составу и тектоническому положению, первый из них относится к аллохтонному энсиматическому, а второй к неавтохтонному энсиалическому типам островодужных систем.

Энсиматические островодужные вулканические серии

Толеитовая серия первого возрастного уровня представлена вулканитами тургеняксуйской, бельтепшинской и аштурукской толщ, развитых в восточной части Северного Тянь-Шаня (хр. Терскей-Ала-Тоо, горы Капкатас). Видимая мощность их колеблется от 1 до 2 км. В их строении ведущая роль принадлежит покровам и трубообразным потокам зеленокаменно-измененных пиллоу-лав и лавобрекчий миндалекаменных базальтов, гиалобазальтов, местами лейкобазальтов и натровых трахиба-

зальтов. Присутствуют также маломощные линзы и прослои туфов базальтов, кремней, яшм, кремнистых сланцев и известняков. Резкое преобладание в объеме серии лав и лавобрекчий (более 80 %) при малом количестве туфов (менее 10 %) указывает на значительную глубину подводных излияний трещинного типа (Fisher, 1984).

По петрохимическим и геохимическим данным, отраженным на таких информативных диаграммах, как $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$, подтверждается принадлежность рассматриваемых вулканитов к толеитовой островодужной серии (рис. 3.14). По некоторым соотношениям (например, $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$) значительная часть базальтов близка к бонинитовой серии, свойственной примитивным вулканическим дугам, заложенным на мафическом основании.

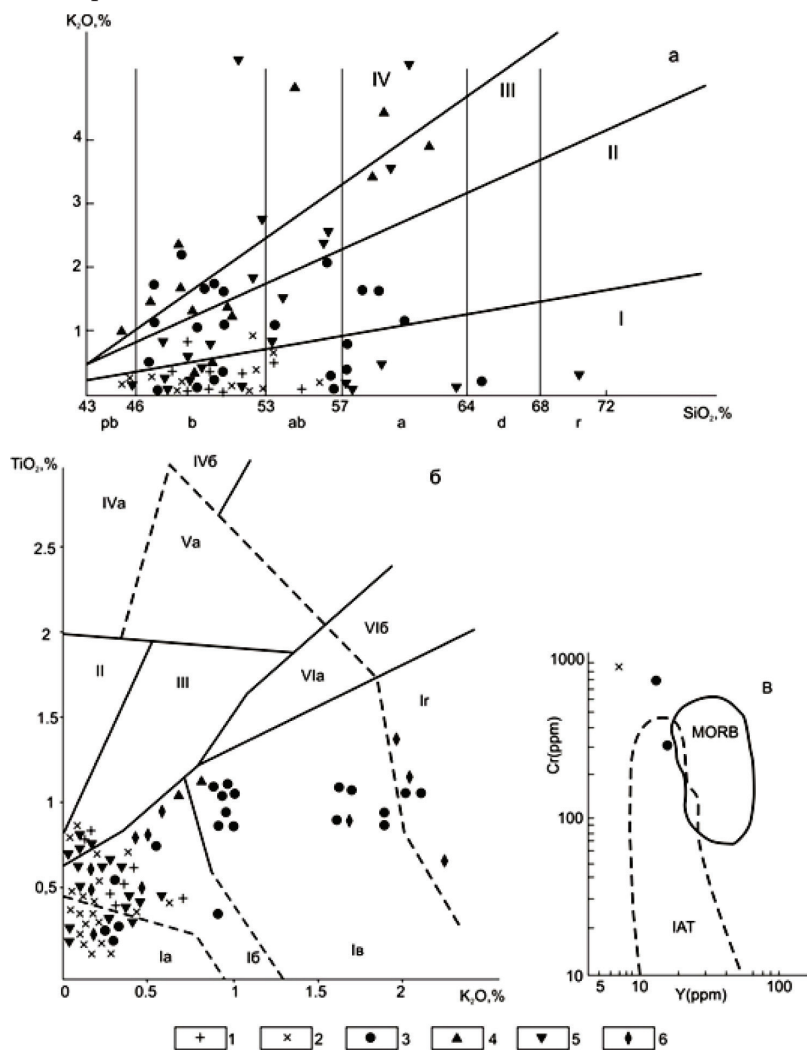


Рис. 3.14. Состав вулканических пород нижнепалеозойских энсиматических островодужных серий Кыргызско-Терской территории на индикационных петрохимических и геохимических диаграммах:

а) диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, I-IV – поля: I – низкокалийное, II – среднекалийное, III – высококалийное, IV – высококалийное. Буквы: pb – пикрито-базальт, b – базальт, ab – андезито-базальт, a – андезит, d – дацит, r – риолит;

б) диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$, показывающая поля вулканитов: I – островных дуг (Ia – бониниты, Ib – толеиты, Iв – известково-щелочные породы, Iг – щелочные породы), II – срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III – задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV – океанических островов (IVa – толеиты, IVб – субщелочные породы), V – океанических островов и областей активизации кратонов (Va – толеиты, Vб – субщелочные породы), по (Миронов и Котляр, 1991);

в) диаграмма Sr-Y, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитов островных дуг (IAT), по (Pearce, 1982).

Точки составов пород (для всех рисунков): 1-6 вулканиты энсиматических островных дуг (1 – ашутурукская, 2 – бельтепшинская, 3 – чолойская, 4 – тургеняксуйская, 5 – султансаринская, 6 – байбиченсаурская свиты)

Стратиграфические отношения с фундаментом, на котором залегают рассматриваемые базальты, в современной структуре отсутствуют. Однако по некоторым признакам островная дуга, образованная этими вулканитами, была заложена на мафическом основании (океаническая кора). Кроме отмеченных выше петрохимических индикаторов, об этом свидетельствует также тесная пространственная ассоциация базальтов (например, ашутурукской толщи в восточной части хр. Терской-Ала-Тоо) с тектоническими пластинами габбро и ультрамафитов и отсутствие в терригенных отложениях преддугового и задугового бассейнов этой дуги обломочного материала континентального происхождения. Напротив, он представлен только островодужными вулканитами, местами с примесью обломков габбро и ультрамафитов.

Раннепалеозойский возраст рассматриваемых толщ определяется находками остатков радиолярий, спикул губок *Ipanigutta* sp. ind. в прослоях кремней (Васильев, 1989).

Вулканиды слабодифференцированной известково-щелочной натровой серии наращивают разрезы базальтов толеитовой серии примитивной островной дуги. Однако стратиграфические соотношения образований этих серий сохранились лишь на отдельных участках (например, султансаринская толща в г. Капкатас и карашуйская толща в восточной части хр. Терской-Ала-Тоо), где пиллоу-лавы базальтов покрываются туфоконгломератами, начинающими разрезы известково-щелочного комплекса и состоящими из хорошо окатанных обломков базальтов, сцементированных туфовым материалом. Выше базальтовые туфы и туфопесчаники нижней части разреза содержат покровы пиллоу-лав базальтов. Они сменяются горизонтом туфов среднего состава и немногочисленными маломощными покровами лав и кластолав андезитов и андезито-дацитов. Коэффициент эксплозивности в этих толщах значительно выше 60 %. В верхней части разреза толщ, представляющих известково-щелочную серию, присутствуют маломощные прослои известняков, в которых содержатся многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, хиолитов, хиолительминтов гастропод конца раннего и среднего кембрия (Миколайчук, Мамбетов, 1998). Общая мощность рассматриваемой толщи достигает более 2000 м.

Кроме описанных выше представителей слабодифференцированной известково-щелочной серии, ее фрагменты присутствуют в чешуйчато-блоковой структуре к западу от хр. Терской-Ала-Тоо, прослеживаясь до западного окончания Кыргызского хребта. Они представлены образованиями чолойской, купребазарской, джузашуйской и байбичесаурской толщ. В их строении участвуют известково-щелочные базальты, андезито-базальты, андезиты, реже – дациты, их лавобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, маломощные прослои кремней и пелитоморфных известняков, содержащих спикулы губок и радиолярии кембрия-раннего ордовика.

Анализ распределения вулканитов рассматриваемой серии по составу показывает слабую дифференциацию снизу вверх наиболее представительных разрезов от базальтов через андезито-базальты и до андезитов и дацитов. По петрохимическим и геохимическим характеристикам (Гесь, Макарычев, 1985; Ghes, Bakirov, 1993; и др.) эти породы соответствуют типовым вулканитам современных островных дуг. Это подтверждается и более новыми интерпретациями (рис. 3.14).

Нижнеордовикский диорит-тоналитовый островодужный комплекс. Этот комплекс объединяет в себе относительно небольшие интрузивы, пространственно и по возрасту тесно ассоциирующиеся только с образованиями кембрийско-раннеордовикской островодужной системы. Они представлены такими массивами, как Минторский, Каракырский, Турукский, Ашуторский в восточной части хр. Терской-Ала-Тоо, Сонкуль-Тооский в хр. Сонкуль-Тоо, Ногайсайский в западной части Кыргызского хребта и другие, более мелкие тела или ксенолиты в более молодых интрузивах.

Упомянутые выше массивы обычно имеют резко удлиненные очертания протяженностью от 3 до 25 км при ширине 1–4 км, а Сонкультооский интрузив дугообразно вытянут на 50 км при ширине 0,5–6 км. Все они обладают формой пластовых тел, субсогласных тектонической структуре вмещающих пород. Большинство массивов сложены серыми и зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми гнейсовидными кварцевыми диоритами-тоналитами, в эндоконтактных зонах имеющими переходы в мелкозернистые диориты. Породы состоят (в объем.%) из андезина №30–35 (55–80), кварца (7–20), роговой обманки (преобладает) и биотита (5–30), местами калишпата (1–5), и акцессорных минералов (магнетит, сфен, апатит, циркон; в отдельных массивах дополнительно присутствуют ильменит, ортит, торит).

Данные химического анализа этих пород показывают (рис. 3.15), что по содержанию SiO_2 их состав колеблется от диоритов до гранодиоритов-тоналитов. По сумме щелочей часть из них достигает субщелочного поля, что, видимо, вызвано альбитизацией и калишпатизацией отдельных участков массивов.

Для определения геодинамической обстановки формирования пород рассматриваемого комплекса по некоторым информативным петрохимическим параметрам они сопоставлялись с известными представителями различных генетических (и геодинамических) типов гранитоидов, обоснованных к настоящему времени специальными исследованиями (Chappel, White, 1974; White, 1979; Pitcher, 1983, 1987; и др.). К этим параметрам можно отнести такие соотношения, как K_{Al} =(в мол. кол-вах) $Al/(Ca+Na+K)$, (в ат. кол-вах), $Na+K/Al$, $K/Na+K$, Fe_t/Fe_t+Mg . Среди полученных показателей по обсуждаемым породам преобладают следующие: $K_{Al}=0,90-1,5$; $Na+K/Al=0,50-0,70$; $K/Na+K=0,20-0,45$; $Fe_t/Fe_t+Mg=0,50-0,74$. Сравнивая эти данные с параметрами упомянутых выше гранитоидов, можно видеть, что они указывают на сходство пород рассматриваемого комплекса преобладающе с М-типом гранитоидов, то есть индуцируют обстановку примитивных островных дуг (Гесь, 2006). Этот вывод подтверждается также тектоническим и возрастным положением и особенностями их петрографического состава.

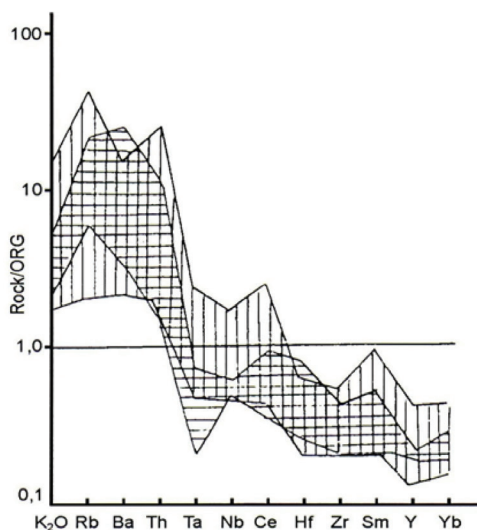


Рис. 3.15. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в нижнеордовикских островодужных гранитоидах, по (Pearce et al., 1974).

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизионных гранитоидах.

Горизонтальная штриховка – нижнеордовикские островодужные комплексы кварцевых диоритов-тоналитов (сонкультооский, ногайсайский и др.).

Вулканогенно-осадочные комплексы преддугового и задугового бассейнов

Офиолитовая ассоциация задугового бассейна

Формирование энсиматической островной дуги сопровождалось задуговым спредингом и образованием офиолитовой ассоциации в Кыргызско-Терской окраинном море (задуговом спрединговом бассейне), отделявшем эту дугу от Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. Аллохтонные фрагменты этой офиолитовой ассоциации распространены только в пределах Северного Тянь-Шаня, где они образуют цепь протяженностью около 700 км от восточного окончания хр. Терской-Ала-Тоо до западных отрогов Кыргызского хребта (рис. 3.7). Судя по составу этих останцов, они принадлежали к офиолитовой ассоциации, обдугировавшей с юга (в современных координатах или с востока – в палеоориентировке) на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент. Размещение фрагментов офиолитов по отношению к другим нижнепалеозойским геодинамическим комплексам указывает на их выдвигание из бассейна, окаймлявшего этот микроконтинент с юга (Кыргызско-Терской задуговой бассейн).

Рассматриваемая офиолитовая ассоциация, индицирующая этот бассейн, включает в себя следующие элементы (Гесь, 1999): интенсивно серпентинизированные, часто меланжированные, перидотиты, кумулятивные и массивные габброиды, комплекс параллельных, чаще рассеянных, диабазовых и долеритовых даек (местами силлов), а также вулканы основного состава, содержащие прослои и горизонты кремнистых пород и местами известняков. Вулканогенная часть офиолитового комплекса (терекская, кара-арчинская, ириторская, каракаттинская, терскойская и др. свиты) сложена базальтами, спилитами, вариолитами, стекловатыми лавами, часто миндалекаменными, с шаровой, подушечной и

трубовой отдельностью, с прослоями лавобрекчий, туффитов, красных яшм, зеленых кремней и кремнистых сланцев. Видимая часть вулканогенной части разреза колеблется от 1000 до 2000 м.

Задуговое надсубдукционное происхождение рассматриваемой офиолитовой ассоциации подтверждается ее петрохимическими характеристиками (рис. 3.16). Петрохимия пород даек и вулканогенных покровов указывает на их принадлежность к базальтам толеитовой серии. По таким информативным соотношениям, как Cr-Y, TiO₂-K₂O и др. (рис. 3.16), они соответствуют преобладающе спрединговым

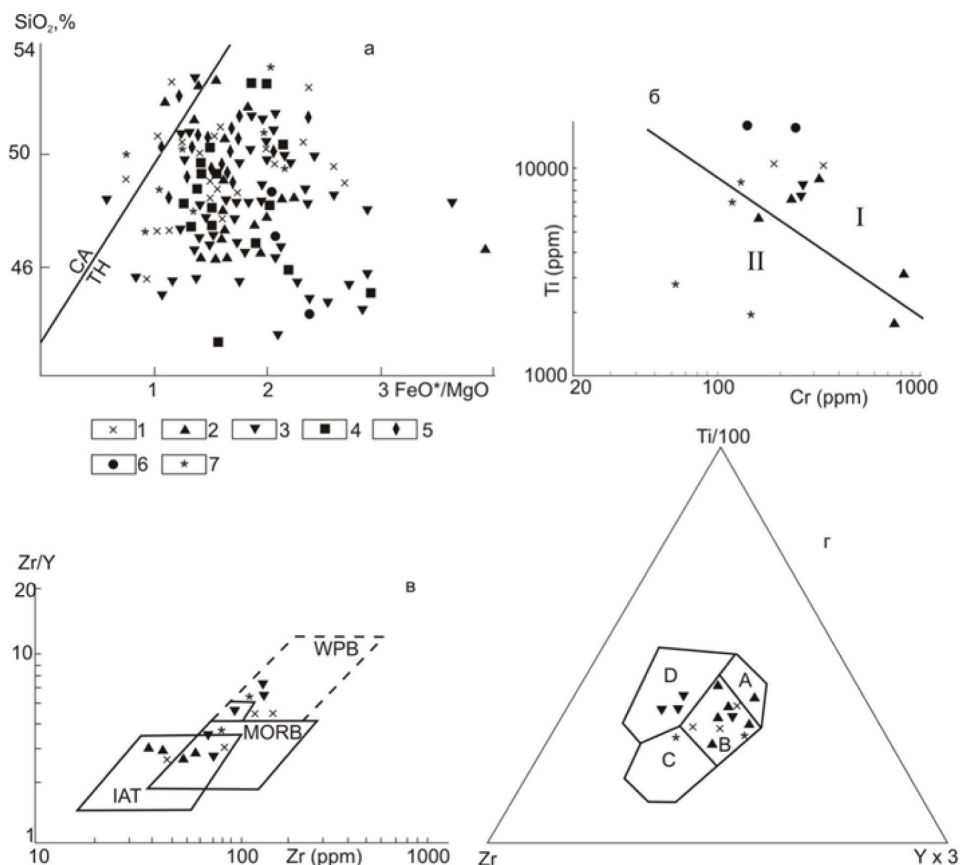


Рис. 3.16. Состав вулканических пород кембро-ордовикского офиолитового комплекса Кыргызско-Терской задугового палеобассейна (террейна) на индикаторных петрохимических и геохимических диаграммах.

- а) диаграмма FeO*/MgO-SiO₂, показывающая границу между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) вулканическими сериями, по (Miyashiro, 1974). Точки составов пород (для всех рисунков): 1-7 – базальты покровов (1 – терская, 2 – терекская, 3 – каракаттинская, 4 – караторская, 5 – ичкесуйская, 6 – курсайская свиты) и диабазы параллельных даек (7); б) диаграмма Ti-Cr, показывающая поля базальтов дна океанов и окраинных бассейнов (I) и базальтов островных дуг (II), по (Шараськин и др., 1980); в) диаграмма Zr/Y-Zr, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), толеитов островных дуг (IAT) и внутриплитных базальтов (WPB), по (Pearce and Norry, 1979); г) диаграмма Ti/100-Zr-Y/3, показывающая поля толеитов островных дуг (A, B), базальтов срединно-океанических хребтов (B, C) и внутриплитных базальтов (D), по (Pearce and Cann, 1973); д) диаграмма Ti/100-Zr-Sr/2, показывающая поля островодужных толеитов (A), известково-щелочных базальтов (B), базальтов срединно-океанических хребтов (C), по (Pearce and Cann, 1973); е) диаграмма TiO₂-Y/Nb, показывающая поля щелочных и известково-щелочных базальтов (I) и базальтов срединно-океанических хребтов (II), по (Floyd and Winchester, 1978); ж) диаграмма TiO₂-K₂O, показывающая поля вулканитов: I – островных дуг, (Ia – бониниты, Ib – толеиты, Ic – известково-щелочные породы, Id – щелочные породы, II – срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III – задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV – океанических островов (IVa – толеиты, IVб – субщелочные породы), V – океанических островов и областей активизации кратонов (Va – толеиты, Vб – субщелочные породы), VI – области активизации кратонов (VIa – толеиты, VIб – субщелочные породы), по (Миронов и Котляр, 1991); з) диаграмма Cr-Y, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитов островных дуг (IAT), по (Pearce, 1982)

базальтам срединно-океанических хребтов (БСОХ) или задуговых бассейнов (БЗБ). По спектру распределения РЗЭ (рис. 3.16), нормированных по концентрациям РЗЭ в современных БСОХ, эти вулканы близки к БСОХ Е-типа и занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными толеитовыми базальтами. Сравнивая полученный спектр распределения РЗЭ с таковым для базальтов Марианского задугового трога (по Saunders, Tarney, 1984), приходим к выводу об их близком сходстве. Таким образом, приведенные данные подтверждают задуговое спрединговое надсубдукционное происхождение рассматриваемой офиолитовой ассоциации.

Возраст ее вулканогенно-осадочной части определен многочисленными находками органических остатков (водоросли, спикулы губок, радиолярии, хиолиты, конодонты, акритархи, микропроблематики) кембрия-раннего ордовика (до среднего аренига).

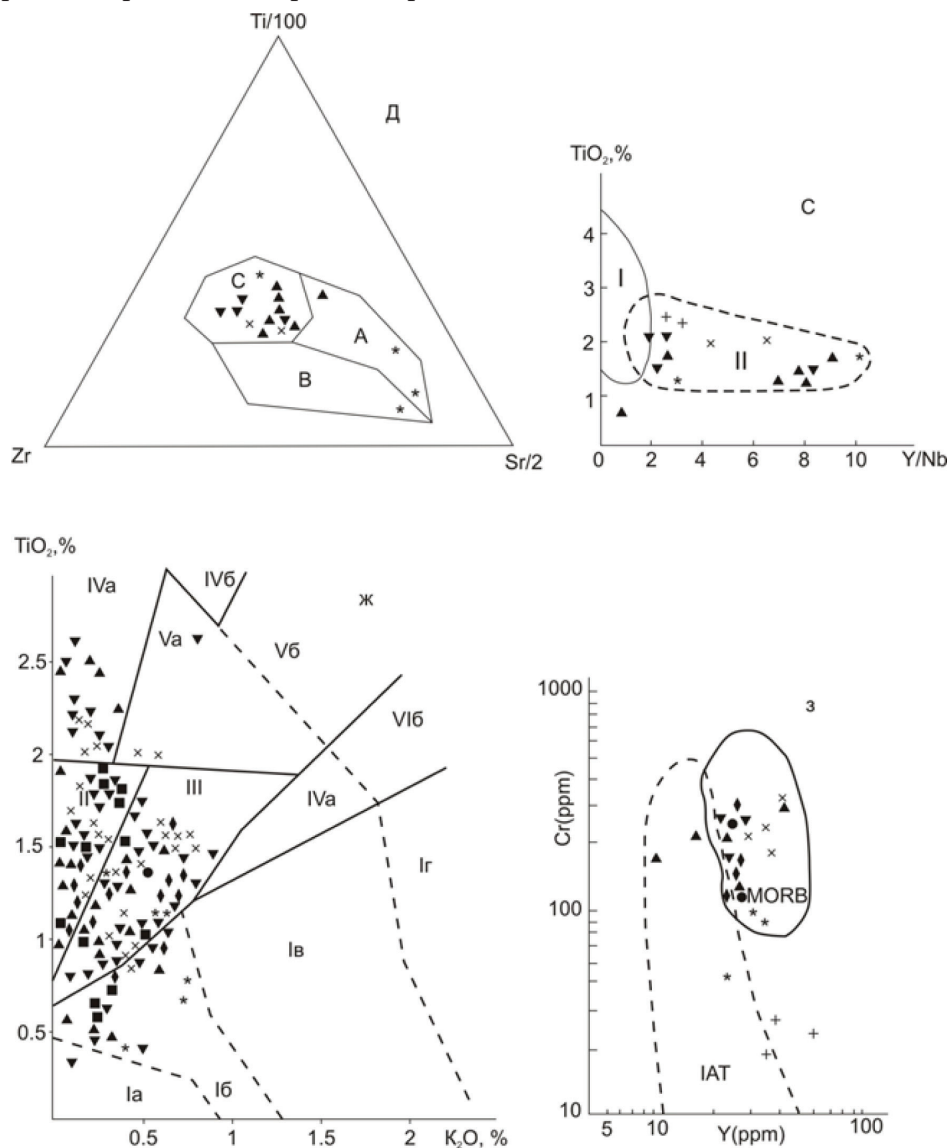


Рис. 3.16. Окончание

Осадконакопление, сопровождающее развитие Капкатаско-Восточно-Терской островодужной системы, происходило в задуговом и преддуговом бассейнах. Оно представлено отложениями таких толщ, как караджоргинская, чолпонатинская и джеламышская, видимая мощность которых колеблется от 500 до 1700 м. По имеющимся многочисленным органическим остаткам возрастное положение этих образований ограничивается средним кембрием-тремадоком.

В строении рассматриваемых комплексов отложений задугового и преддугового бассейнов отчетливо выделяются несколько литогенетических групп:

- разнорзернистые туфы, туффиты, тефроиды базальтового, андезитового, андезитового и андезитово-дацитового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты и туфоконгломераты;

- граувакковые песчаники и алевролиты, реже конгломераты, конглобрекции и гравеллиты;
- кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые алевролиты, кремни, яшмовидные породы и туфосилициты.

Обломочный материал песчаников представлен главным образом основным и средним плагиоклазом, роговой обманкой и лититовыми обломками (основные, средние и редко кислые эффузивы и их туфы, тефроиды, кремнистые сланцы, яшмы, микрокварциты, диориты). Судя по диаграмме QFR (рис. 3.17) и петрографическому составу литического обломочного материала, его источником сноса служили нерасчлененная островная дуга и дуга в переходном состоянии. Для химического состава песчаников характерны (рис. 3.18) очень низкие отношения K_2O/Na_2O (0,2-0,5), большая сумма Fe_2O_3+MgO (11-13 %) и низкий коэффициент континентальности ($K_2O/Na_2O \times SiO_2$). По этим показателям они соответствуют пескам современных преддуговых и задуговых бассейнов.

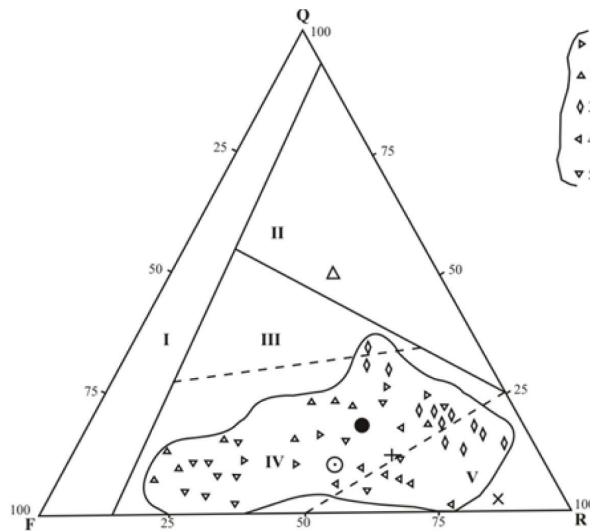


Рис. 3.17. Диаграмма QFR (Q – кварц, F – полевые шпаты, R – обломки пород), показывающая предполагаемое происхождение (источники сноса) песчаников из отложений преддугового и задугового бассейнов Капкаташско-Восточно-Терской кембрийско-раннеордовикской энсиматической островодужной системы. Точки и поля составов песчаников из: 1 – караджоргинской, 2 – актойской, 3 – джеламышской, 4 – джумгальской и 5 – учторской свит. Поля источников сноса по В.Р. Диккинсону (Тейлор, Макленнан, 1988): I-континентальные блоки; II- рециклированные орогены (приподнятые орогенные зоны); III-V – магматические дуги: III – расчлененные (более зрелые дуги, где эрозией вскрыты зоны плутонических подводных каналов и интрузивы; пески состоят из вулканического и плутонического материала; осадконакопление происходит в бассейнах передовых и тыловых дуг), VI – переходные, V – нерасчлененные (представляют вулканокластические (типично андезитовые) обломки; осадконакопление происходит в бассейнах передовых дуг, в желобах и окраинных морях). Фигуративные точки средних петрографических составов песков современных геодинамических обстановок по (Valloni, Maynard, 1981); 13 – бассейн передовой дуги (северная часть Тихого океана), 14 – бассейн тыловой дуги (Берингово море), 15 – фронтальный край плиты с субдукцией (Тихий океан, Южная Америка), 16 – фронтальный край плиты без субдукции со скольжением (Тихий океан, Калифорния), 17 – тыльный край плиты (Атлантический океан)

Характерным элементом большинства разрезов являются олистостромовые горизонты, или отдельные олистолиты и олистоплаки (Гесь, 1980; Максумова, 1987; и др.) известняков, калькаренитов, обломки зеленокаменных базальтов, андезитов, габбро, серпентинитов, кремнистых пород, кварцевых диоритов-тоналитов.

По седиментологическим особенностям в рассматриваемом геодинамическом комплексе выделяются две парагенетические ассоциации отложений, указывающие на определенные условия осадконакопления:

- автохтонные фоновые гемипелагическая и пелагическая ассоциации, представленные зеленоцветными, бордово-малиновыми, черными глинисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми алевролитами, кремнями, содержащими местами «струи» песчаных контуритов;
- аллохтонная ассоциация, обязанная своим происхождением турбидным и дебрисным потокам, формировавшим дистальные и проксимальные турбидиты за счет материала, сносившегося с

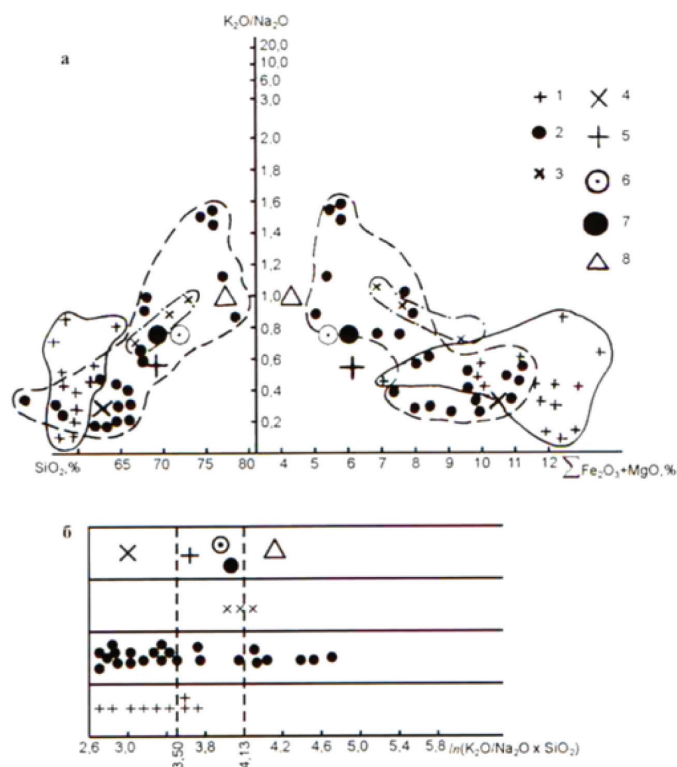


Рис. 3.18. Соотношение калиевости и кремнеземистости, калиевости и фемичности (а), степень континентальности-океаничности (б) песчаников из отложений комплексов раннепалеозойских преддуговых и задуговых бассейнов в Тянь-Шане.

Точки и поля составов песчаников из отложений преддуговых и задуговых бассейнов:
 1 – Капкаташско-Восточно-Терской кембрийско-раннеордовикской энзиматической островодужной системы (караджоргинская свита и ее аналоги), 2 – Кендыктас-Заилийской и Северо-Тянь-Шаньской среднеордовикских энсиалических островодужных систем (долонская свита и ее аналоги), в том числе 3 – Таласского преддугового прогиба (тагыртауская, сарыджонская, чаткаргайская свиты); 4–8 – точки соотношений, рассчитанные по средним химическим составам песков современных геодинамических обстановок (составы по Maupard et. al. 1981) – 4 – бассейн передовой дуги; 5 – бассейн тыловой дуги; 6 – фронтальный край плиты с субдукцией; 7 – фронтальный край плиты без субдукции со скольжением; 8 – тыльный край плиты.

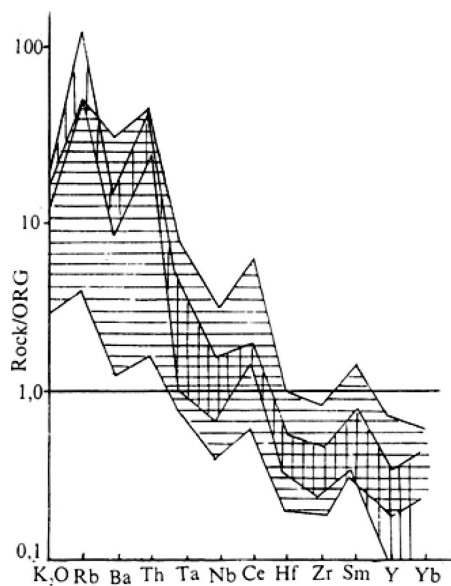


Рис. 3.19. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в постамагматических (коллизийных) гранитодных комплексах, «сшивающих» Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терской супертеррейн, и в типовых представителях гранитоидов коллизийной геодинамической обстановки, по (Pearce et. al., 1984).

вулканической и местами с передовой аккреционной дуг. Дистальные части вулканокластических фенотропов проградировали от дуги в задуговой и преддуговой бассейны, где они расщепляли гемипелагические отложения автохтонной фоновой ассоциации.

Содержание вулканогенно-терригенных осадков в разрезах увеличивалось с приближением к вулканическим постройкам островной дуги, где они представляют образования ее склона и подножья. Это местами подчеркивается появлением в разрезах отдельных покровов лав андезитов, андезито-базальтов, аналогичных описанным выше островодужным вулканикам.

Таким образом, приведенная выше характеристика кембрийско-нижнеордовикских вулканогенно-терригенно-кремнистых отложений указывает на их сходство с осадками современных преддуговых и задуговых бассейнов на океанической коре, модель которых разработана Карригом и др. (Karrig and Moore, 1975; Karrig et. al., 1978) и другими.

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизионных гранитоидах. Горизонтальная штриховка – постамальгамационные комплексы кварцевых монцититов-гранодиоритов (O₁ алмалинский, тонский, долонатинский, ирдыкский и др.).

Энсиалические островодужные комплексы

Комплексы островодужных систем второго возрастного уровня распространены в разных частях Северного Тянь-Шаня. При этом прослеживается концентрация вулканических образований вдоль его южной и северной окраин, где они трассируют две островные дуги – соответственно Северо-Тянь-Шаньскую и Кендыктас-Заилийскую, имевшие энсиалическую природу. Эти дуги были разделены об-

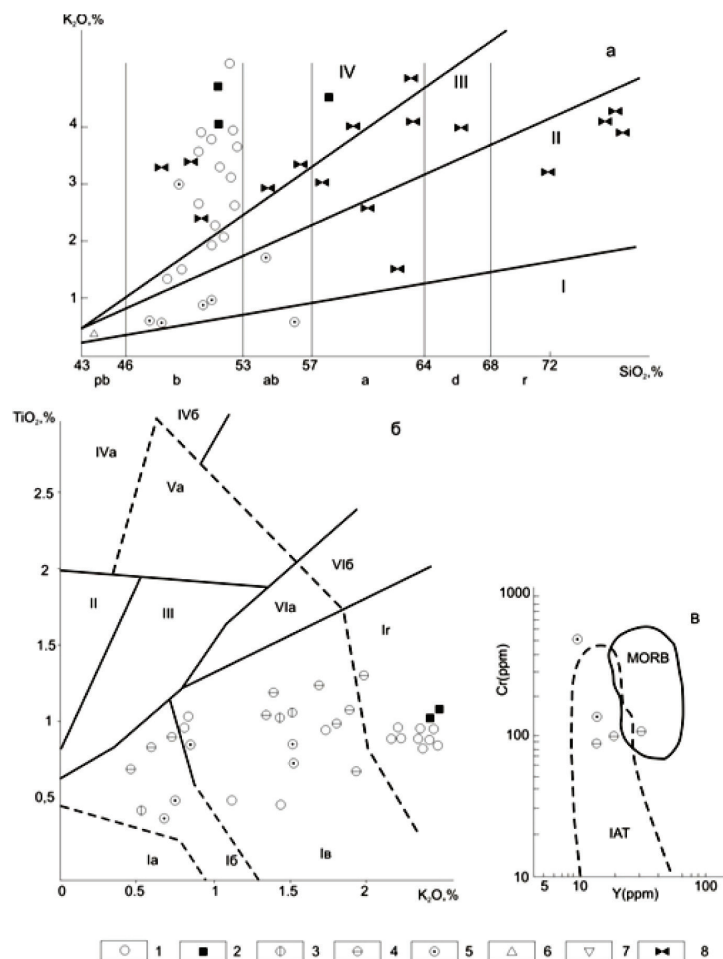


Рис. 3.20. Состав вулканических пород энсиалических островодужных серий неавтохтона (O₁ar-O₂) каледонид Тянь-Шаня на индикаторных петрохимических и геохимических диаграммах (диаграммы те же, что и на рис. 3.14).

Точки составов пород: 1–8 – вулканики энсиалических островных дуг: (1 – ириторская, 2 – токайлинская, 3 – окторкойская, 4 – таранчибулакская, 5 – койсуйская, 6 – шыргыльская, 7 – утмекская, 8 – айкольская, четындынская и ашулотобинская свиты)

щим для них задуговым бассейном. Комплексы островодужных систем были сильно деформированы последующими тектоническими движениями – как заключительными каледонскими, так и позднепалеозойскими и неотектоническими.

Островодужные вулканические серии

Вулканические образования аренигско-среднеордовикского возраста, индицирующие островодужную геодинамическую обстановку, формируют две разобщенные полосы шириной в первые десятки километров. Северо-Тянь-Шаньская островная дуга в современной структуре сегментирована на две части: восточный сегмент субширотного простирания и западный сегмент северо-западного простирания. Сходное расчленение можно наблюдать и для Кендыктас-Заилийской островной дуги.

Комплекс-индикатор вулканической деятельности в этих дугах представлен известково-щелочной (лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфобрекчии, туфы андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, риолитов) и субщелочной (трахибазальты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахириолиты, их туфы и туфобрекчии) сериями, представленными разрезами айкольской, джакшинской, толукской, джайсанской, утмекской, кепташской, токайлинской, койсуйской, таранчибулакской, окторкойской и шыргойской толщами. Коэффициент эксплозивности рассматриваемых вулканитов варьирует от 60 до 75%. Их видимая мощность колеблется от 100 до 4000 м.

Петрохимические исследования (Макарычев, Гесь, 1981; Гесь, Макарычев, 1985; Ghes, Bakirov, 1993; Гесь, 1998, 1999, 2006 и др.) этих образований подтверждают их островодужное происхождение (рис. 3.20). На бинарной петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ проявляется дифференциация вулканитов от базальта до риолитов, а по щелочности – от нормальных и до субщелочных пород. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ видно, что основной вклад в повышение общей щелочности пород принадлежит калию.

Отмеченные выше такие характерные черты рассматриваемых вулканитов, как их резкая фациальная изменчивость, обилие пирокластики, значительная дифференцированность по составу, повышенная щелочность за счет калия, указывает на энсиалический тип островных дуг. Они были заложены на аккреционном композитном фундаменте, включающем гранитизированный метаморфический комплекс основания Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, отложения его пассивной окраины и обдукционные пластины краевоморских и островодужных образований кембрия-тремадока. Основное время накопления рассматриваемых вулканитов соответствует среднему ордовику.

Осадочные комплексы преддуговых и задуговых бассейнов

С вулканическими сериями среднего ордовика Кендыктас-Заилийской и Северо-Тянь-Шаньской островных дуг ассоциируют осадочные толщи, представленные главным образом турбидитами, заполнившими преддуговые и задуговые бассейны. По соотношению с вулканическими дугами к образованиям преддуговых бассейнов можно отнести такие толщи, как долонская серия, нижняя толукская, кепташская и каракиинская свиты. Задуговые бассейны представлены отложениями ашуторской, алматинской, карабалтинской, западно-суекской, урюктинской и улькенбугутинской свит. При этом отложения преддуговых бассейнов фаунистическими остатками датируются ранним (средний арениг) – средним (лланвирн) ордовиком, а задуговых бассейнов – средним ордовиком.

Рассматриваемые комплексы преддуговых и задуговых бассейнов накапливались на предшествующем аккреционно-коллизиином композиционном комплексе, состоящем из фрагментов образований кембрийско-тремадокской островной дуги, преддугового и задугового бассейнов, чешуй офиолитов, а также шельфовых отложений Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и амальгамировавших эту композицию предсреднеордовикских гранитоидов.

Преобладающее большинство типов пород обсуждаемых комплексов (вулканомиктовые, граувакковые, полимиктовые песчанники, гравелиты, конгломераты, туфопесчанники, туфы) являются отложениями турбидных потоков, сформировавших главным образом, дистальные и проксимальные турбидиты. Фоновые гемипелагические осадки представлены глинистыми, углеродисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми алевролитами.

Важной составной частью разрезов преддуговых бассейнов являются олистостромы, имеющие постепенные переходы в турбидиты.

Обломочный материал перечисленных выше разностей песчанников из турбидитов, а также из матрикса олистостромов состоит главным образом из продуктов разрушения вулканических и осадочно-вулканогенных образований (андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, дациты, туфы, туффи-

ты, амфибол, пироксен). В отдельных частях разрезов некоторых толщ обломки представлены также базальтами, спилитами, вариолитами, красными яшмами, кремнями, серпентинитами, габброидами, а в матрице олистостромов в значительном количестве присутствует также материал известняков, кремней. Кроме того, среди турбидитов встречаются горизонты полимиктовых песчаников, обогащенные кварцем, а также их аркозовые и кварцевые разновидности.

Графический анализ состава обломочного материала песчаников с использованием диаграммы QFR (см. рис. 3.21) подтверждает его разнообразие и в свою очередь показывает многообразие источников сноса. Приведенный выше петрографический состав этого материала и указанная диаграмма свидетельствуют о том, что в описываемые глубоководные бассейны с турбидной седиментацией он поступал главным образом из вулканических дуг (нерасчлененных и расчлененных), а также из континентального блока и рециклированного орогена. В последних двух случаях, видимо, такими источниками были приподнятые блоки основания среднеордовикских островных дуг, представленного как континентальным автохтоном, так и аллохтоном образований кембрийско-тремадоксской энсиматической островодужной системы, а также интродуцировавшие это основание предсреднеордовикские гранитоиды.

По таким характеристикам химического состава, как соотношение $K_2O/Na_2O - SiO_2$, песчаники рассматриваемых комплексов сходны с песками современных преддуговых и тыловодужных бассейнов (сравнение с использованием данных Maunard et. al., 1982).

Таким образом, наиболее важными чертами ранне-среднеордовикских отложений Северного Тянь-Шаня можно считать их тесную связь с вулканическими образованиями, поставлявшими как обломочный, так и пирокластический материал в сопутствующие им бассейны с глубоководной турбидной седиментацией. Это приводит к выводу об ассоциации этих бассейнов с островными дугами, а не с окраинно-континентальным вулканическим поясом, который, если судить по типовым современным аналогам, сопровождается тыловым прогибом, в котором накапливаются молассоидные мелководно-морские и континентальные отложения.

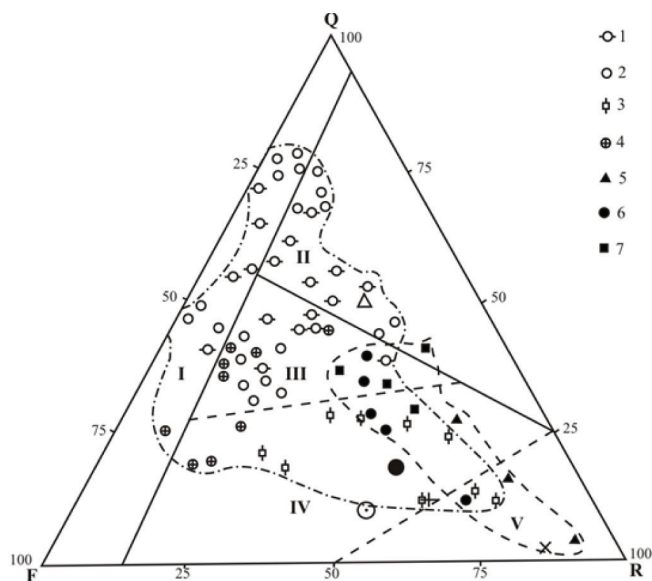


Рис. 3.21. Диаграмма QFR (Q – кварц, F – полевые шпаты, R – обломки пород), показывающая предполагаемое происхождение (источники сноса) песчаников из отложений преддуговых и задуговых бассейнов Кендыктас-Заилийской и Северо-Тянь-Шаньской арениг- среднеордовикских энсиалических островодужных систем (неоавтохтон). Точки и поля составов песчаников из: 1 – долонской, 2 – джолджилгинской, 3 – западно-суекской, 4 – алматинской и тортунчукойсуйской, 5 – тагыртауской, 6 – сарыджонской и 7 – чаткарагайской свит. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.17

Комплексы Ишим-Каратауского палеоокеанического бассейна

Фрагменты коры Ишим-Каратауского океанического бассейна, ограничивавшего с юго-запада Таласо-Каратауский континентальный блок, представлены в пределах Кокджот-Карагаинского террейна на территории Таласского хребта и Малого и Центрального Каратау в Южном Казахстане. На территории Кыргызстана они также входят в состав аллохтонных пластин на Среднем Тянь-Шане (ка-

ратерекская, северо-чаткальская и чаткальская свиты). Шарьирование их произошло, скорее всего, в процессе позднеордовикской коллизии Палеотарима с Северо-Тянь-Шаньским и Таласо-Каратауским микроконтинентами.

В пределах Ишим-Каратауского океанического бассейна обособливаются породные комплексы, слагавшие островную дугу. Предварительное наименование этой дуги предлагается как Баласаускандыкская.

В основании разреза островной дуги залегает комплекс метаморфических пород, относимых большинством геологов к докембрию. Расчленение его и перекрывающих его толщ представляет большие трудности в связи с положением их в зоне Главного Каратауского надвига, состоящего в целом из системы круто падающих на юго-запад надвигов с большими по величине горизонтальными и вертикальными смещениями.

Древнейшие породы фундамента дуги вскрыты в Бессазском блоке, размещенном между двумя ветвями Главного Каратауского разлома на территории Центрального Каратау, которые изучались Г.И. Макарычевым и В.И. Пазиловой (Макарычев, 1978). В Бессазском блоке выделяются два комплекса пород, образовавшихся в результате преобразования пород двух принципиально различных толщ (рис. 3.4, колонка III). Первый – гипербазит-габбровый комплекс, возникший в результате полиметаморфизма ультраосновных пород. Вторым, отделенный от первого тектоническим контактом, – сланцево-амфиболитовый комплекс с признаками образования его за счет метаморфизма эффузивно-осадочной толщи (рис. 3.4, колонка III).

В.П. Компанейцев (Геология и металлогения..., 1986), анализируя петрохимические особенности пород комплекса, считает, что в параметрах АФМ все они образуют единую ассоциацию. В полях химического состава они расположились вдоль границы и ниже линии раздела толеитовых и щелочных серий. Особая роль в формировании гипербазит-габбрового комплекса отводится процессам амфиболитизации и плагиогранитизации, которые захватили и вышележащую эффузивно-осадочную толщу.

Для сланцево-амфиболитового комплекса, так же, как и для гипербазит-габбрового характерно широкое проявление гранитизации и образование полосчатых пород разного состава, мигматитов и плагиогранитогайсов. По заключению Г.И. Макарычева (1978), метаморфическая толща Бессазского блока возникла в результате изменения различных по составу, генезису и возрасту пород. Из имеющихся данных изотопного датирования пород бессазской серии необходимо отметить цифры 934 млн. лет, полученные калий-аргоновым методом по мусковиту из диафторированно измененных пород карагузской толщи (Макарычев, 1978), и 832 ± 20 млн. лет цирконов из гранитизированных разностей пород, полученных уран-свинцовым методом (Касымов, Халилов и др., 1985). Эти радиогеохронологические данные отражают, вероятно, время тектоно-метаморфической переработки пород бессазской серии. Г.И. Макарычев (1978) склоняется к выводу о дораннерифейском возрасте гипербазит-габбрового комплекса и нижне-среднерифейском – сланцево-амфиболитового (жунусатинском и карагузском) комплекса бессазской серии.

К северо-западу от метаморфических толщ Бессазского блока С.Г. Анкиновичем (1961) откартирована полоса вулканогенных пород, слагающих северо-восточные предгорья Центрального и Северо-Западного Каратау и отнесенных им к протерозойским отложениям. Основание разреза этой толщи составляет 300–600-метровый горизонт аркозовых и кварцевых песчаников. Помимо песчаников, обычны красно-коричневые, зеленые или лиловые алевролиты. Реже присутствуют маломощные прослои и линзы микроконгломератов. В верхней части толщи среди песчаников и алевролитов часто фиксируются покровы диабазов и фельзит-порфиров. Выше песчаников залегает свита основных эффузивов. Основную ее часть составляют зеленые, лиловые и темно-серые спилиты со свойственной им миндалекаменной текстурой. Помимо спилитов, в подчиненном количестве встречаются известково-хлоритовые, кремнисто-серицитовые, хлорит-серицит-карбонатные сланцы, тонкозернистые полимиктовые песчаники, разногалечные конгломераты, ортофиры, туфосланцы, туфопесчаники, фельзиты, фельзит-порфиры и туфы кислого состава. По простиранию состав пород этой свиты, а также их количественные соотношения сильно меняются. В целом к юго-востоку увеличивается процент содержания кислых эффузивов. Еще далее к юго-востоку, в районе Центрального Каратау, существенное значение приобретают породы осадочной серии, лиловые и красные туфосланцы, туфопесчаники, а также кислые эффузивы. Спилиты и диабазовые порфириты здесь имеют второстепенное значение. Верхняя часть вулканогенной свиты целиком представлена кислыми эффузивами и подчиненными им туфами. Характерно присутствие обильного пирита. Верхняя часть толщи кислых эффузивов сущест-

венно состоит из светло-зеленоватых и серых туфов кварцевых порфиров с подчиненными им туфоловами и лавобрекчиями.

Результатом взаимодействия коры Ишим-Каратауского океанического бассейна, соседствующего с юго-западной стороны (в современных координатах) с корой Таласо-Каратауского микроконтинента, явилось возникновение в позднем докембрии-раннем палеозое и расположенного к северо-востоку и востоку от Балаускандыкской островной дуги Кокджот-Карагаинского задугового бассейна, в современной структуре выделяемого как Кокджот-Карагаинский блок Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны.

Кокджот-Карагаинский блок представлен толщами, обособленными в качестве кокджотской серии в Малом Каратау и карагаинской серии в Таласе. Они сложены мощными терригенными и терригенно-вулканогенными флишевыми толщами, содержащими в своем составе горизонты кислых и среднего состава вулканогенных пород. Возраст кокджотской серии датируется нынче как венд-нижний палеозой, карагаинской – кембро-ордовик.

Набор пород Бессазского блока Центрального Каратау, Баласаускандыкской вулканогенной и вулканогенно-осадочной серии северо-восточных предгорий Северо-Западного Каратау характерны для островной дуги, а толщи кокджотской и карагаинской серии – для бассейна флишенакпления, расположенного в тылу этой дуги.

Низы разрезов кокджотской серии представлены ритмичным чередованием зеленовато-серых гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, туффитов, туфов кислого состава. С.Г. Анкиновичем (1961) в низах толщи среди песчаников отмечаются эффузивы кислого и среднего состава и их туфы. В составе обломочного материала, кроме кварца, полевого шпата, в песчаниках и гравелитах присутствуют кремнистые породы, серпентиниты, базальтоиды, спилиты, тефрогенный материал, эффузивы и туфы кислого состава, кварциты, граниты.

Возраст серии определяется находками беззамковых брахиопод в ней (в средней части) *Obolidae*, *Acrotretinae* верхнекембрийского возраста и выше хитинозой, которые, по заключению К.М. Заславской (Саргаскаев, 1988), свидетельствуют об ордовикском, тремадок-среднеаренигском возрасте. В целом возраст свиты принимается как кембрий-ранний ордовик.

Верхи разрезов кокджотской серии представляют собой регрессивную часть, сложенную чередующимися серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями гравелитов. Находки хитинозой позволили датировать вмещающую толщу как ранний-средний ордовик. В целом песчаники по соотношению кластогенов отвечают полевошпат-кварцевым грауваккам. В отличие от низов серии в них значительно уменьшается количество обломков основных пород, увеличивается количество карбонатных.

В целом кокджотская серия сложена отложениями автокинетических потоков (турбидных, реже зерновых). Среди них имеются контуриты и гемипелагиты, что позволило Ж.С. Саргаскаеву (1988) прийти к заключению об относительно глубоководных условиях формирования отложений и отнести формацию к флишевой.

Состав обломочного материала предполагает два его источника: один с карбонатной банки с северо-запада, второй с юго-запада и юга с островной дуги, сложенной вулканогенными породами основного и кислого составов. То есть, скорее всего, накопление пород кокджотской серии происходило в задуговом бассейне, с северо-востока ограниченным Тамдинской карбонатной платформой, с юго-запада – Баласаускандыкской островной дугой.

Находки кембрийской фауны дают основание казахским геологам давать широкий диапазон возраста кокджотской серии от венда до нижнего палеозоя включительно.

Состав и текстурно-структурные особенности строения большекарройской свиты в Малом Каратау позволяют интерпретировать ее формационный облик как нижнюю морскую молассу, завершающую флишевый этап осадконакопления толщ кокджотской серии. В отличие от кокджотской серии отмечаются менее интенсивные вторичные изменения пород. Это, по-видимому, связано с удалением от Главного Каратауского надвига или же более высоким стратиграфическим положением большекарройской свиты.

В Таласском Ала-Тоо толщ Кокджот-Карагаинской структурно-формационной зоны (карагаинская серия) слагают широкую полосу северного склона хребта.

Породы карагаинской серии образуют единый комплекс флишевых отложений (Королев, Максумова, 1978). Нижняя часть объема формации (*тагыртауская* свита) сложена сланцево-песчаниковым

флишем. Верхняя терригенно-карбонатная флишевая субформация объединяет сарыджонскую, чаткарагайскую и сагызганскую свиты карагаинской серии и сложена терригенно-карбонатным и карбонатным флишем. Породы флишевой формации смяты в серию довольно узких изоклинальных складок с общей северо-восточной vergentностью.

Ранее возраст толщ карагаинской серии определялся как верхнерифейский. Определение это базировалось на находках верхнерифейского комплекса строматолитов (по И.Н. Крылову, 1967), в чаткарагайской свите сокращенного курганского типа разрезов в Таласском хребте и в тогузбайской свите Малого Каратау (Советов, Шенфильд, 1977), сопоставляемой с Таласскими толщами.

За последние 15–20 лет были сделаны фаунистические находки в карбонатных горизонтах флишевой серии как в Малом Карату (Абдулин и др., 1986), так и в Таласском хребте (Мамбетов, Максумова, 1995; Клишевич, Семилеткин, 1995; Апаяров, Мамбетов, 2001), датирующих возраст вмещающих пород как нерасчлененный кембрий – ордовик.

Ф.Х. Апаяровым и А.М. Мамбетовым возраст урмаральской, чукурчакской, сагызганской (подразделения карагаинской серии) и постунбулакской свит по самым молодым формам принят как среднеордовикский. Возраст нижележащих свит карагаинской серии, т.е. тагыртауской и сарыджонской, находится в интервале кембрий – средний ордовик.

3.3.1.1.2. Комплексы в герцинидах

Комплексы Туркестанского палеоокеанического бассейна (М.Д. Гесь)

Первые признаки субдукции и закрытия Туркестанского палеоокеана отразились в формировании раннесилурийской энсиалической островной дуги, фрагменты которой сложены вулканитами нижнесилурийской известково-щелочной серии, представленной покровами лав и туфами андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, обнажающихся вдоль южного края западной части Срединного Тянь-Шаня (Чаткальский хребет). Во фронтальной части дуги присутствуют также покровы известково-щелочных базальтов. В обстановке этой дуги формировались массивы диорит-тоналитового и монзонит-гранодиоритового комплексов I- и S-типа.

Судя по некоторым признакам петрохимической зональности, рассматриваемая силурийская дуга фронтальной частью была обращена к югу (в современных координатах) в сторону Туркестанского палеоокеана. С юга она сопровождалась глубоководным бассейном, заполнявшимся флишевыми отложениями грауваккового состава. Местами в придуговой части бассейна в этих отложениях присутствуют маломощные покровы известково-щелочных базальтов или андезито-базальтов (Сумсарский район). Пестроцветные отложения аркозово-грауваккового флиша, обнажающиеся в тектонических блоках к северу от островодужных вулканитов, относятся к задуговому бассейну. В позднем силуре раннейлурийская островная дуга аккрецировалась к окраине Кыргызско-Казахского композитного микроконтинента.

3.3.1.2. Комплексы активных окраин Кыргызского континента

Кыргызский континент оказался между двумя палеоокеанами: Джунгарским с севера (здесь и далее в современных координатах) и Туркестанским с юга (рис. 3.22). Начиная с конца раннего карбона литосферные плиты этих океанов начали испытывать субдукцию под этот континент навстречу друг к другу, и континент оказался в висячем положении над этими двумя слэбами. Таким образом, как с севера, так и с юга окраины континента стали активными.

Характер вулканогенно-осадочных комплексов и интрузивных тел свидетельствует, что северная окраина Кыргызского континента имела характер зондского типа. Здесь к югу от Джунгарского палеоокеана располагался Заилийский вулканоплутонический пояс, за которым на протяжении всего карбона существовало широкое море, где отлагались терригенные, карбонатные и частично вулканогенные осадки. Отсутствуют признаки пояса тылового сжатия, горных поднятий и развития шарьяжей и надвигов.

Южная окраина Кыргызского континента имел характер андского типа. Здесь с юга на север по удалении от Туркестанского палеоокеана представлен весь типовой ряд структурных единиц окраины этого типа (рис. 3.22). Сохранились отдельные фрагменты краевого поднятия, сложенного аккреционной призмой с комплексами пород высокобарического метаморфизма, за ним окраинного моря с терригенными пирокластами и карбонатными осадками (в Ат-Башинском хребте в тектоническом

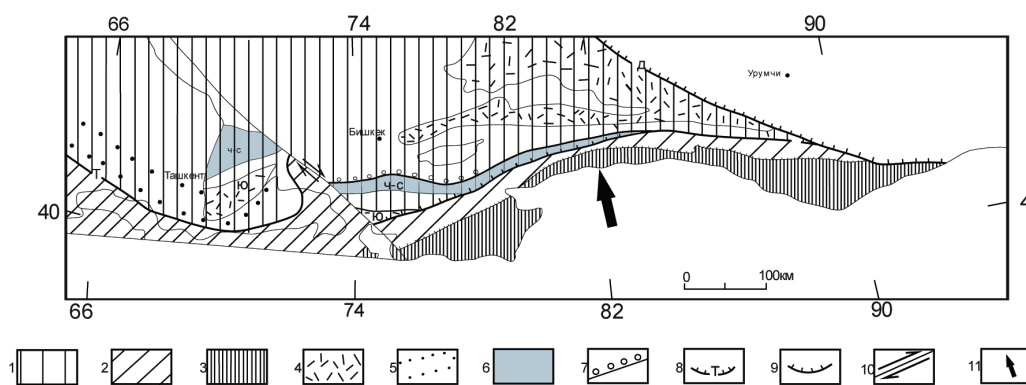


Рис. 3.22. Характер субдукционной тектонической эрозии южной части Кыргызского палеоконтинента:

1. Кыргызский палеоконтинент.
2. Южно-Тянь-Шаньская складчатая область.
3. Выходы фундамента Таримского массива.
4. Области распространения вулканических зон активной окраины континента: С – северной зоны, Ю – южной зоны.
5. Контуры распространения Бельтау-Кураминского вулканического пояса под кайнозойскими отложениями.
6. Чаткало-Сарыджазская зона тылового сжатия.
7. Тыловой прогиб.
8. Сутуры: Т – сутура Туркестанского палеоокеана, Д – Джунгаро-Балхашского палеоокеана.
9. Региональные надвижки.
10. Региональные сдвиги (Таласо-Ферганский).
11. Направление субдукции Таримского палеоконтинента.

клине сохранились карбонатные осадки верхнего карбона), далее вулканическое поднятие с типичными вулканоплутоническими комплексами (Бельтау-Кураминский пояс, продолжающийся на восток до районов г. Нарына), пояс тылового сжатия с надвижками и шарьяжами и интрузивными комплексами гранитоидов с типичным порфир-типовым оруденением (названный нами Чаткало-Сарыджазским), наконец, довольно узкий тыловой прогиб, выполненный грубообломочными молассами, фрагменты которого сохранились в виде современных *Присонкульского* и *Куйлю-Сарыджазского* прогибов, выполненных внизу и сверху разреза молассами, в середине терригенно-карбонатными и эвапоритовыми толщами.

Комплексы северной окраины (Зондского типа)

Активно-окраинный вулканогенно-плутонический комплекс в северной окраине Кыргызского континента начинается в турнейском веке раннего карбона, т.е. субдукция Джунгарской океанской плиты начинается раньше, чем на южной окраине. Они образуют т.н. Заилийский вулканоплутонический пояс.

В основном они выходят за пределы территории Кыргызстана. Описание их приводим по сводке (Буртман, 2006). В Кетменских хребтах и в северном склоне Заилийского хребта развиты вулканогенно-осадочные комплексы низов турнейского яруса нижнего карбона, которые представлены внизу базальтами, андезито-базальтами и их туфами, в меньшей степени андезитами (кызылмойнокская свита, 800 м). Выше лежит вулканогенно-осадочная толща, сложенная внизу терригенно-карбонатными осадками, кремнями, туфами, туфолавами риолитов и андезитов, выше базальтами, андезито-базальтами и их туфами и вверху – туфами риолитов, трахириолитов, дацитов, трахидацитов с прослоями андезитов, базальтов, туфолав и песчаников (кетменьская свита, 3000 м). Выше с несогласием лежат толщи верхнего карбона, представленные чередованием базальтов, андезитов, дацитов, риолитов туфов и песчаников (алтынэмельская, батпакская и др. свиты, 1000 м). В Заилийском хребте вулканы обладают субщелочным составом, в Кетменском – известково-щелочным.

В Кендиктасском хребте и в восточной части Кыргызского хребта в составе осадочных толщ нижнего карбона встречаются андезиты, базальты, их туфы и туфолавы (1000 м). Вулканогенные отложения карбона встречаются также и на северном склоне Кунгейского хребта.

В верхнем карбоне вулканогенные образования встречаются в Заилийском и Кетменском хребтах. Разрез представлен туфами дацитов и риолитов, которые чередуются с дацитами, андезитами, андезито-базальтами, песчаниками и известняками (кугалинская свита, 1000 м).

В ассоциации с вулканиками в Заилийском и Кетменском хребтах и за их пределами встречаются гранитоиды, в образовании которых обособлена определенная последовательность: кварцевые диориты, гранодиориты, граниты.

Комплексы Южной окраины (Андийского типа)

Начиная с башкирского века среднего карбона возобновилась субдукция коры Туркестанского палеоокеана под южную окраину Кыргызско-Казахского микроконтинента. До конца карбона последняя была активной окраиной андийского типа, трассирующей формированием окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, известного под названием Бельтау-Кураминского. В его строении в тесном сочетании друг с другом принимают участие средне-верхнекарбоновые вулканы и комплексы гранитоидов I-типа, образующие единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Ее среднекарбоновая вулканогенная составляющая представлена минбулакской толщей в западной и шаркратминской свитой в восточных частях Среднего Тянь-Шаня.

Минбулакская толща мощностью до 3,5 км резко несогласно залегает на толщах нижнего силура, девона и нижнего карбона. Она представлена покровами андезитовых порфиритов и их субщелочных разновидностей с горизонтами туфов, а также в меньшем количестве базальтовых порфиритов, дацитовых порфиритов и их субщелочных аналогов, образующих крупные стратовулканы (коэффициент explosивности – 60–70%).

Анализ распределения точек составов этих вулканических пород на диаграмме TAS (рис. 3.37) показывает преобладание их щелочных разновидностей (трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты) с небольшим распространением пород нормального ряда (андезито-базальты, андезиты и дациты). Сходное распределение точек составов на этой диаграмме характерно для упомянутой выше шаркратминской свиты, фрагменты которой присутствуют в восточной части Среднего Тянь-Шаня.

На диаграмме Л.С. Бородина (1987) составы средне-верхнекарбоновых магматитов характеризуют две петрохимические серии – субщелочной (латитовой) и известково-щелочной (нормально калиевой) (рис. 3.38). В размещении этих вулканических пород установлена петрохимическая зональность (Ghes, Seliverstov, 1990; Селиверстов, 1992; Гесь, Селиверстов, 1995). Во фронте вулканоплутонического пояса развиты магматиты известково-щелочной серии, его тыл занимают вулканические породы субщелочной (латитовой) серии. Эта структурно-магматическая зональность предопределяет и зональность металлогеническую.

Средне-верхнекарбоновые интрузивные комплексы

В строении Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса, кроме описанных выше вулканических пород, наиболее активное участие принимают средне-верхнекарбоновые комплексы гранитоидов I типа, образующие с вулканическими породами единую вулканоплутоническую ассоциацию, характерную для активной континентальной окраины, в данном случае относящейся к позднепалеозойскому Кыргызско-Казахскому микроконтиненту.

Гранитоидная составляющая получила преобладающее развитие. Размеры интрузивов гранит-гранодиоритового комплекса варьируют от первых квадратных километров до 300–350. В состав комплекса входят следующие региональные комплексы: теректинский, кызылсайский, сонкульский и сандалаш-чаткальский. Наибольшим распространением пользуются плутоны двух последних комплексов. Интрузии сонкульского комплекса развиты Рот Ферганского хребта (Кызыкский, Дупкурский массивы) до восточных границ республики (Кенсуйский массив). Массивы сандалаш-чаткальского комплекса являются доминирующими в Чаткальском секторе. В крупных полигенных массивах сонкульского и сандалаш-чаткальского комплексов выделяется четыре интрузивные фазы, а в массивах теректинского и кызылсайского комплексов – три фазы («Стратифицированные...» 1982). Меньшие по размеру массивы имеют менее сложное строение, вплоть до моногенных штоков.

Породы первой фазы представлены диоритами, габбро-диоритами, габбро. Достаточно крупные тела пород этой фазы имеют собственные наименования, как, например, Акташский в Сонкульском массиве. Образования второй фазы – монцодиориты и сиенито-диориты являются ведущими магматитами. В строении теректинского и кызылсайского комплексов эта роль принадлежит порфировидным гранодиоритам. Третья фаза сложена порфировидными гранодиоритами, а в теректинском и кызылсайском комплексах – гранитами. Четвертая фаза повсеместно представлена мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Гранитоиды последних трех фаз обычно тесно ассоциируют друг с другом и слагают большинство массивов комплексов.

Подавляющая часть плутонов гранит-гранодиоритового комплекса имеет резко вытянутую в плане форму, нередко дискордантную по отношению к складчатым структурам. Такая форма обусловлена приуроченностью интрузивных тел к границе активной окраины Кыргызско-Казахского микроконтинента.

Средне-позднекарбонный возраст гранит-гранодиоритовых комплексов определяется прорыванием карбонатных и терригенно-карбонатных отложений нижнего карбона вплоть до серпуховского яруса. В Чаткальском секторе тела сандалаш-чаткальского и кызылсайского комплексов интрузируют минбулакскую свиту среднего карбона. Радиологический возраст комплекса по калий-аргоновому отношению в биотите и амфиболе находится в пределах 250–326 млн. лет. Эти данные позволяют датировать интрузивные образования средне-позднекаменноугольным возрастом.

Анализ петрогеохимических данных по породам рассматриваемых интрузивных комплексов с использованием различных диаграмм показывает их принадлежность к двум петрохимическим группам, сформированным последовательно дифференцированным рядом пород нормальной, реже повышенной щелочности от габбро-диоритов до гранитов.

3.3.1.3. Позднепалеозойский магматизм А-субдукции Туркестано-Алая

Гранитоидный и латитовый магматизм осевой части хребтов Туркестано-Алая, датированный ранней пермью (P_1), а по датам абсолютной геохронологии (см. ниже) соответствуют началу поздней перми, несет в себе двойственные черты. С одной стороны, они внедрились после полного закрытия Туркестанского палеоокеана, после полной аккреции всех структурных образований герцинид Южного Тянь-Шаня, пересекают все покровно-складчатые структуры региона. По этим внешним признакам всеми предыдущими исследователями они рассматривались как орогенические (Поршняков, 1973), или коллизионные (Ненахов, 1988, Бискэ, 2006, Буртман, 2006) образования. С другой – по внутренним признакам – набору пород, петрохимическому составу, особенностям аксессуарных минералов и металлогенической специализации – они являются субдукционными.

В настоящей работе эти магматические комплексы рассматриваются как субдукционные образования активной окраины континента.

По материалам В.М. Ненахова и Л. Н. Абакумовой (1988) в Туркестано-Алае выделяются три гранитоидные комплексы: каравшинский, арчабашинский и караказыкский (рис. 3.23), а также три комплекса магматитов латитовой серии: сурметашский, трумский и улуккольский.



Рис. 3.23. Расположение гранитоидных комплексов позднего палеозоя Туркестанского хребта:
1 – Каравшинский, 2 – Арчабашинский, 3 – Караказыкский комплексы

Гранитоидные комплексы образуют единый ряд субдукционного магматизма и удивительно точно соответствуют схеме С. Ишихара, установленной в Тихоокеанском обрамлении на основе анализа более двух тысяч магматических комплексов (Ishihara, 1979). Выделенные в Туркестано-Алае комплексы располагаются на поверхности с некоторым смещением: в южной части выходят гранитоиды менее глубинные, в северной части – наиболее глубинные (см. ниже).

Каравшинский адаметит ($63\text{--}67\% \text{SiO}_2$) – лейкогранитовый ($70\text{--}75\% \text{SiO}_2$) комплекс, представлен гранитами, которые по петрографическим особенностям могут быть охарактеризованы как образования S-типа. По аксессуарным минералам они относятся к типичной ильменитовой серии классификации С. Ишихара. Пространственно (но не генетически) тесно связан с Туркестанским зональным метаморфическим комплексом андалузит-силлиманитового типа, который формировался при резко повышенном тепловом потоке (Бакиров, 1973, 1978; Укудеев, 1973). Гранитоиды пресыщены Al_2O_3 , $\text{K} > \text{Na}$, характеризуются высокой степенью фракционирования РЗЭ ($\text{Ce}/\text{Yb} = 60$), обладают дефицитом европия и металлогенической специализацией на олово и вольфрам. Анализ поведения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах каравшинского комплекса позволили Л. И. Соломовичу сделать

вывод, что они могли быть образованы в результате плавления метаграувак (Solmovich, 2007). Rb-Sr изохронный возраст пород каравшинского комплекса определен в 270 ± 23 млн. лет (Иванников и др., 1990; Ненахов, Иванников и др., 1992; Ненахов, Белов, 1996).

Арчабашинский монцонит-гранодиорит-гранитный комплекс обладает более пестрым составом и четырехфазным строением. В нем участвуют габброиды (первая фаза), монцодиориты, монцониты, гранодиориты (вторая фаза) и адамелит-граниты и двуслюдяные лейкограниты (третья фаза). По акцессорным минералам комплекс, по классификации С. Ишихара, относится к ильменит-магнетитовой (содержит также шеелит, молибденит, рутил) серии. U-Pb возраст, определенный по циркону и ортиту из гранитов арчабашинского комплекса, – 270 ± 10 млн. лет (Иванников и др., 1990; Ненахов, Иванников и др., 1992; Ненахов, Белов, 1996).

Караказыкский габбро-монцонит-гранодиоритовый комплекс ($49-73\% \text{ SiO}_2$), сложенный габброидами (первая фаза), кварцевыми диоритами и монцодиоритами (вторая фаза), гранодиоритами и адамелитами (третья фаза) и гранитами (четвертая фаза), находящимися в соотношениях по общему объему $5:50:35:10$. По акцессорным минералам комплекс относится к магнетитовой серии. Он характеризуется медно-золотой металлогенической специализацией. К этому комплексу относится также чалкуйрукская вулканоплутоническая ассоциация с образованиями собственно эффузивной (80%), жерловой (3-7%) и субвулканической (15-17%) фаций, которые сложены кварцевыми монцонит-порфиридами, диоритовыми порфиридами, а эффузивные фации – лавами и туфолавами, палеоогниобритами риолитов, дацитов и трахиандезитов. Они являются комагматами интрузивных пород караказыкского комплекса (Ненахов, 1988). Петрологические, геохимические и Sr-изотопные отношения пород караказыкского комплекса идентичны известково-щелочным I-типа Плутонам варисцид Европы, которые считаются производными из взаимодействия коры и мантии (Solomovich, 2007). K-Ar возраст гранодиоритов и монцодиоритов караказыкского комплекса, определенный по амфиболам, колеблется в пределах $250-290$ млн. лет (Иванников и др., 1990; Ненахов, Иванников и др., 1992; Ненахов, Белов, 1996).

Арчабашинский и караказыкский комплексы относятся к известково-щелочной серии ($49-73\% \text{ SiO}_2$). В них коэффициент Пикока соответствует 60,5 и породы являются гранитами I типа.

Согласно схеме С. Ишихара (Ishihara, 1979), по характеру акцессорных минералов и породной ассоциации описанные комплексы образуют единый субдукционный ряд магматических комплексов, в котором глубина образования магм возрастает от Каравшинского к Караказыкскому.

Каравшинский комплекс пространственно тесно связан с региональным метаморфизмом, обусловленным высоким тепловым потоком, и является коровым палингенным образованием (S граниты). Он целиком интрузивный, прост по набору пород (адамелиты и лейкограниты), по характеру акцессорных минералов относится к ильменитовой серии гранитоидов и обладает оловяно-вольфрамовой металлогенической специализацией. В пегматитах, связанных с ними, встречается касситеритовое оруденение. В соответствии со схемой С. Ишихара эти гранитоиды являются наименее глубинными. Если бы они не имели тесной связи с другими описанными выше комплексами, то можно было бы их рассматривать как коллизионные.

Арчабашинский комплекс также является чисто интрузивным, но более пестрым по ассоциации пород по сравнению с каравшинским, обладает олово-вольфрамовой металлогенической специализацией, по акцессорным минералам относится к ильменит-магнетитовой серии. В магматическом ряду он представляет собой промежуточное по глубине образование между каравшинским и караказыкским.

Караказыкский комплекс сопровождается вулканизмом, является пестрым по ассоциации пород. В его составе участвуют набор пород от габбро до гранитов со всеми промежуточными звеньями. По акцессорным минералам комплекс относится к магнетитовой серии гранитоидов. Согласно схеме С. Ишихара, этот магматический комплекс является самым глубинным образованием. В Тихоокеанском обрамлении такой тип магматизма, по оценкам геофизических исследований, формируется на глубинах порядка 80 км от поверхности Земли. В Восточной Азии более 80% месторождений золота связано с магнетитовой серией гранитоидов (Ishihara, 1979).

По соотношению редких элементов, как показано на дискриминантных диаграммах Пирса, составы пород каравшинского комплекса располагаются в области сочленения полей коллизионных, островодужных и внутриплитных, арчабашинского комплекса – в области сочетания коллизионных и островодужных, а караказыкского комплекса – в поле островодужных гранитоидов (рис. 3.24 и 3.25).

Ряд каравшин-караказыкского комплексов обособлен от других магматических образований региона. По схеме С. Ишихара, они образовались в единой зоне субдукции. В районе развития комплек-

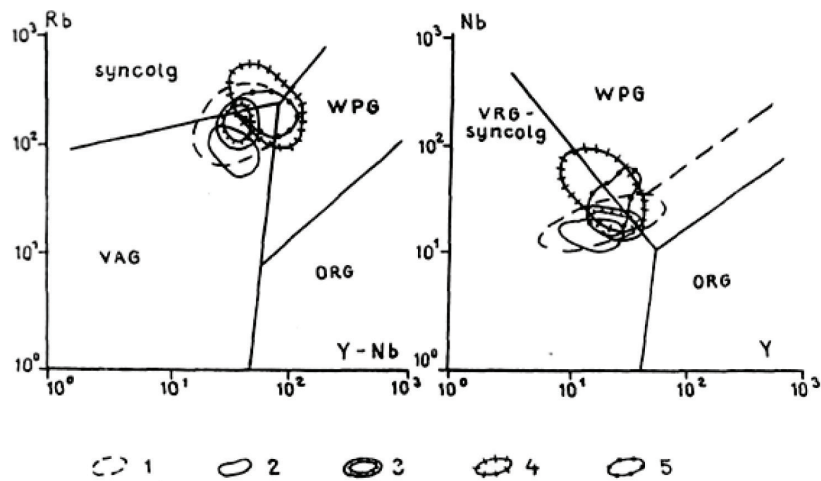


Рис. 3.24. Дискриминантные диаграммы для субдукционных гранитоидных образований: 1–5 – поля распространения фигуративных точек гранитоидных (кварцосодержащих) пород Туркестано-Алая: 1 – каравшинского гранит-лейкогранитного; 2 – караказыкского габбро-диорит-гранодиоритового; 3 – арчабашинского монцодиорит-адамеллитового; 4 – матчайского фойдолит-гранитного; 5 – сурметашского сиенит-граносиенитового комплексов

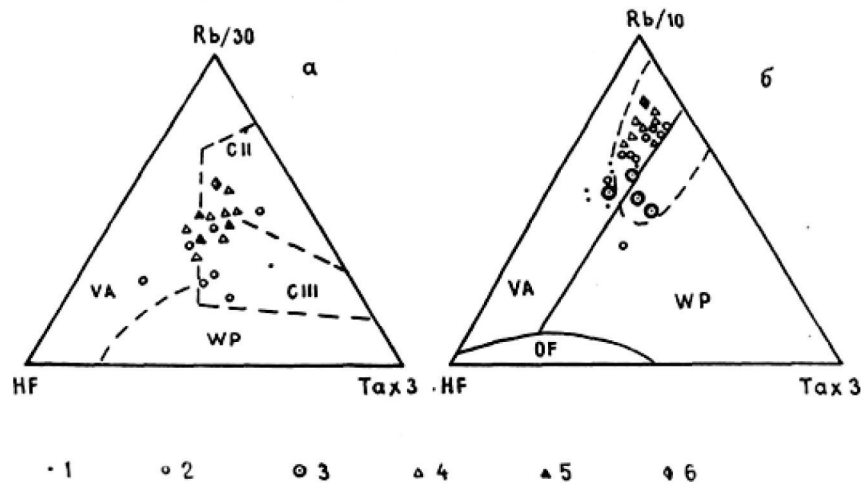


Рис. 3.25. Тройные дискриминантные диаграммы для интрузивных комплексов Туркестано-Алая: А – гранитоиды с SiO_2 64%; Б – средние и кислые породы с SiO_2 55%. Дискриминантные поля на диаграмме: VA – островодужные, С-II – коллизионные коровые, С-III – коллизионные подкоровые, WP – внутриплитные анорогенные, OF – океанические. На диаграмме Б поле составов коллизионных магматитов очерчено пунктиром: 1 – караказыкский, 2 – арчабашинский, 3 – трумсуйский, 4 – сурметашский, 5 – матчайский, 6 – каравшинский комплексы.

сов ареал распространения наиболее глубинных массивов караказыкского комплекса смещен к северу относительно областей выходов арчабашинского и каравшинского комплексов (рис. 3.23). Очевидно, погружение плоскости субдуцирующего слэба происходило с юга на север.

Магматиты латитовой серии Туркестано-Алая также относятся к типичным субдукционным образованиям.

Сурметашский сиенит-граносиенитовый комплекс обладает четырехфазным строением и сложен монцонитами (первая фаза), кварцосодержащими сиенитами (вторая фаза), граносиенитами и субщелочными сиенитами (третья фаза), лейкогранитами и турмалиносодержащими гранитами (четвертая фаза). По аксессуарным минералам комплекс относится к ильменит-магнетитовой серии.

Трумский монцонит-монцодиоритовый комплекс имеет двухфазовое строение и сложен кварцевыми монцонитами, монцодиоритами (первая фаза) и граносиенитами (вторая фаза). По аксессуарным минералам относится к магнетитовой серии.

Улуккольский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс сложен тремя фазами: монцодиоритами и габброидами повышенной щелочности (60 % объема комплекса, первая фаза), сиенитами (40 % объема

комплекса, вторая фаза) и гранитами (< 1% объема комплекса, третья фаза). По акцессорным минералам комплекс относится к магнетит-ильменитовой серии.

Эти три комплекса образуют щелочно-известковую латитовую серию. Содержание кремнезема варьирует в пределах 48,5–76,5 SiO₂ с максимумами 63–67%. Коэффициент Пикока – 51,6. Породы обладают большими содержаниями олова, повышенными – бериллия и фтора. Характерны высокие концентрации легких лантаноидов при высокой степени их фракционирования (Ce/Yb=57), что свойственно для шошонитов Анд. По соотношению редких элементов составы гранитов Сурметашского комплекса располагаются в области сочленения полей коллизионных, островодужных и внутриплитных гранитоидов (рис. 3.25).

Обычно магматиты латитовой серии рассматриваются как индикаторы субдукционной обстановки. С учетом характера поведения РЗЭ можно считать, что эти образования были обусловлены обстановкой активной окраины континента.

Итак, как гранитоидный, так и латитовый магматизм Туркестано-Алая по своему составу образовался в субдукционной обстановке, скорее всего, в активной окраине континента. Возможно, что латитовый магматизм образовался в более глубокой части погружающегося слэба по сравнению с гранитоидным.

Сразу же возникает вопрос: какого континента?

Пермский период – время полного объединения в единый континент всех структур Тянь-Шаня: Северного, Среднего и Южного, которые в разное время входили в состав различных палеоструктур. По-видимому, в пермское время они уже вошли в состав Евразийского континента, который продолжал свой рост. На южной окраине герцинид Южного Тянь-Шаня только что в конце карбона закрылся Гиссарский океан, но, согласно В.С. Буртману (2006), оставался действовать еще более южный – Куньлуньский. По-видимому, в связи с этими океаническими структурами на южной окраине континента, который назовем Тянь-Шаньским-1, господствовала обстановка активной окраины, с которой, по-видимому, и связаны описанные гранитоидные и латитовые комплексы Туркестано-Алая.

В.С. Буртман приводит предположение М.Е. Brookfield (2000) о том, что после закрытия Гиссарского рифта происходил поддвиг континентальной коры Каракумского террейна под Алай-Таримский террейн. Эта континентальная субдукция могла создать условия для плавления больших объемов гранитов.

3.3.1.4. *Метаморфические комплексы (А.Б. Бакиров)*

3.3.1.4.1. *Комплексы в каледонидах*

В пределах региона раннепалеозойской аккреции метаморфические комплексы развиты спорадически. Сюда входят зональный метаморфический Кенкольский комплекс, узкие зоны зеленосланцевых преобразований, встречающиеся вдоль крупных тектонических швов. Приведем краткую характеристику этих образований.

Кенкольский зональный андалузит-силлиманитовый метаморфический комплекс расположен в западной части Кыргызского хребта, в верховьях левых притоков р. Кенкол. Слагает узкую полосу шириной 2–4 км протяженностью более 10 км. Метаморфизму подвержены терригенные и карбонатные толщи кембро-ордовика. В пределах комплекса выделяются 6 зон (рис. 3.26), которые с внутренней части к периферии представлены следующими минеральными образованиями:

1. Андалузит-фибrolит-мусковитовая зона: кв+би+сил (фибр)+анд±гр±корд+му+олиг+хл+сер±турм.
2. Андалузит-гранат-кордиеритовая зона: анд+корд+гр+кв+би+му+пл.
3. Андалузит-хиастолит-гранат-мусковит-биотитовая зона: кв+анд±хиас±гр+би+ му±турм;
4. Андалузит–мусковит–биотитовая зона: анд+би+му+кв±пл+хл±турм.
5. Мусковит-биотитовая зона: кв+би+му+пл±хл.
6. Мусковит-хлоритовая зона: кв+му+хл±пл.

Первые четыре зоны относятся к эпидот-амфиболитовой фации, последние две – к зеленосланцевой. Метаморфизм протекал в условиях очень низких давлений, о чем свидетельствуют отсутствие дистена, ставролита и наличие парагенеза: анд + корд + би, анд + корд + гр + би, которые сменяют ставролит в условиях очень низких давлений (менее 1,0–0,5 кбар). В более высокотемпературной части комплекса широко развиты вторичные минералы: хлорит, серицит, альбит, замещающие гранат, кордиерит, андалузит.

Контуры интрузивных тел позднего ордовика резко секут метаморфические зоны. В виде тектонического клина внутри высокометаморфизованной части комплекса лежат слабометаморфизованные породы офиолитовой ассоциации, что указывает на то, что зональный метаморфизм протекал во времени раньше шарьирования офиолитов, которое имело место в этом районе.

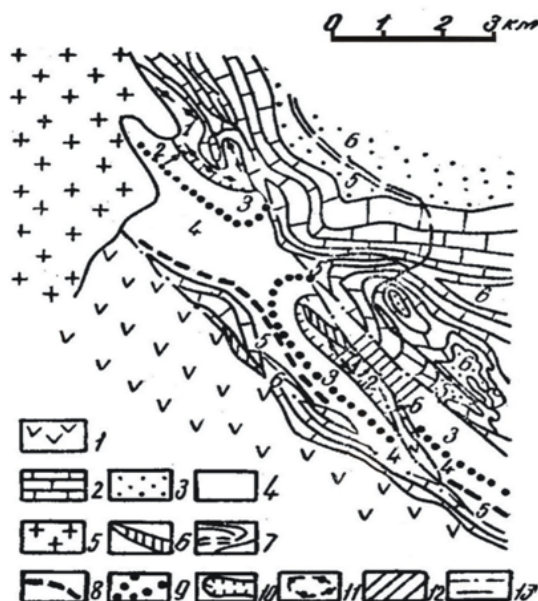


Рис. 3.26. Строение Кенкольского метаморфического комплекса между верховьями рек Катта-Чочой – Овва:

1 – осадочно-вулканогенная толща терекской свиты; 2–4 – карбонатно-терригенная толща учкошской свиты: диорит-порфиров, 7 – 11 – изограды зонального метаморфизма: 7 – биотита, 8 – андалузита (хиастолита), 9 – граната, 10 – кордиерита, 11 – силлиманита (фибrolита); 12 – участки интенсивного проявления диафтореза, 13 – контакты. Известняки и мраморы средней (2), терригенные породы верхней (3) и нижней (4) подсвит; 5 – интрузия гранитоидов, 6 – дайковые тела. Цифры на рисунке соответствуют номерам метаморфических зон в тексте

3.3.1.4.2. Комплексы в герцинидах

Кембельский зональный метаморфический комплекс. Он расположен на южной окраине Среднего Тянь-Шаня, в северных предгорьях западной части Ат-Башинского хребта, протягиваясь на 30 км вдоль Ат-Баши-Иныльчекского разлома шириной до 1 км. Возможно, он образует парный метаморфический пояс с эклогит-глаукофансланцевым метаморфическим комплексом Ат-Башинского хребта.

Метаморфизму подвержены терригенные породы условно позднего протерозоя и офиолиты среднего палеозоя, по-видимому, шарьированные на них. Зоны метаморфизма пересекаются контурами гранитного интрузива позднего палеозоя.

Туркестанский зональный метаморфический комплекс располагается в осевой части Туркестанского хребта, образуя узкую полосу шириной 5 – 15 км протяженностью более 120 км вдоль Туркестанского разлома.

Метаморфизму подвержены в основном терригенные отложения (глинистые, углеродно-глинистые, кремнистые сланцы, алевролиты и песчаники) с маломощными горизонтами карбонатов и вулканогенных пород основного состава. Встречаются пластовые тела габбро-диоритов и реже – габбро-диабазов.

Внутреннее строение метаморфического комплекса характеризуется четко выделенной прогрессивной симметричной зональностью (рис. 3.27), образующей “термальную антиклиналь”. А. Бакировым (1973, 1978) и Т. Укудеевым (1973) здесь выделены и охарактеризованы семь метаморфических зон:

1. Хлорит-мусковитовая.
2. Хлорит-биотитовая.
3. Гранат-биотитовая.

4. Хиастолит-кордиерит-биотитовая.
5. Андалузит-кордиерит-гранат-биотитовая.
6. Андалузит-фибrolит-мусковит-биотитовая.
7. Гранат-кордиерит-калишпатовая.

Зоны 1–2 соответствуют фации зеленых сланцев, 3–6 – фации эпидотовых амфиболитов и 7 – амфиболитовой фации. Минеральные ассоциации соответствуют андалузит-силлиманитовой фациальной серии, а отсутствие ставролита и наличие ассоциации анд + би указывают на очень низкие давления при метаморфизме, варьирующиеся в пределах $1,5 - 3$ кбар. В высокотемпературной части комплекса В. В. Федькин описал ассоциацию кпш+ки+гр+кв, что указывает на давление при метаморфизме около 8–9 кбар. Если это действительно так, то в центральной части комплекса присутствует какой-то древнейший блок гнейсового основания Таримской платформы.

Среди метаморфических пород размещены малые интрузивные тела гранитоидов, которые образуют мелкие лакколиты, небольшие по мощности пластовые залежи. Они имеют гнейсовидный облик.

В западной части комплекс с севера полностью косо срезается Туркестанским региональным разломом, подвергаясь рассланцеванию и наложенному зеленосланцевому метаморфизму. Прилегающие к разлому с севера терригенные толщи нижней перми также подвержены зеленосланцевому метаморфизму, который здесь имеет уже прогрессивный характер. Зона диафтореза достигает нескольких сотен метров и в свою очередь в них внедрены гранитные массивы ранней перми, подвергая диафториты контактовому воздействию.

Т. Укудеев провел петрохимические исследования всех видов пород Туркестанского комплекса. Аповулканические породы комплекса соответствуют островодужным толеитам известково-щелочной серии, а по некоторым параметрам – океаническим образованиям. Наличие в осадочной части комплекса тонко- и среднеслоистых кремнистых, углеродно-кремнистых пород, углеродисто-сланцевых и кремнисто-сланцевых сланцев, особенно заметных в слабометаморфизованной части, и слюдяных кварцитов в высокометаморфизованной части свидетельствуют, что осадконакопление происходило в условиях задугового бассейна.

Возраст метаморфизма определяется как внутривенлокский на том основании, что в породах К-Аг методом определен возраст 417 млн. лет, а в песчаниках верхнего силура к северу от выхода комплекса встречены обломки метаморфических пород, похожих на породы комплекса (Бакиров, 1978). С этим

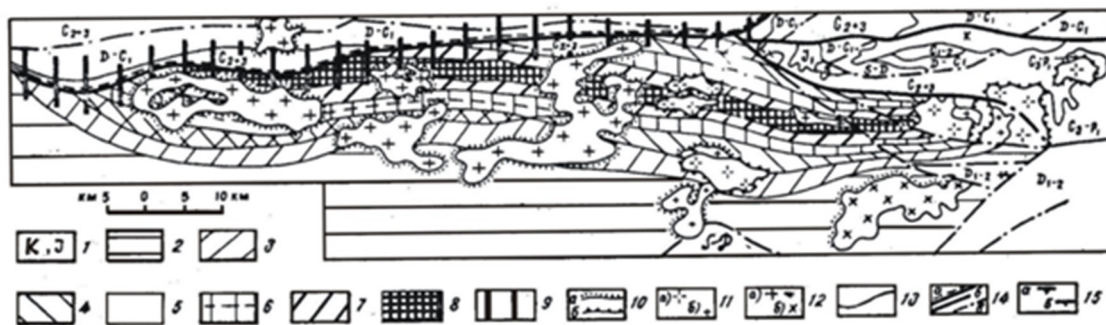


Рис. 3.27. Строение Туркестанского метаморфического комплекса:

- 1 – площади развития неметаморфизованных пород и пород пренил-пумпеллитовой фации;
- 2– 3 – площади развития пород фации зеленых сланцев: 2 – мусковит-хлоритовой и 3 – биотит-хлоритовой субфаций;
- 4–7 – площади развития пород андалузит-мусковит (эпидот-амфиболитовой) фации: 4 – гранат-биотитовой, 5 – хиастолит-кордиерит-биотитовой, 6 – андалузит-гранат-кордиерит-биотитовой, 7 – андалузит-фибrolит-гранат-мусковит-биотитовой субфаций;
- 8 – площади развития пород фации силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитов);
- 9 – зоны рассланцевания пород (прогрессивного для пород среднего-верхнего карбона или нижней перми и ретроградного для метаморфических пород зонального комплекса);
- 10 – интрузивные контакты с контактовым метаморфизмом гранитоидов (а) и щелочным метасоматизмом (б);
- 11 – интрузии (P_2-T_1): а – щелочных пород (сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные кварцевые сиениты), б – лейкократовых мелкозернистых гранитов;
- 12 – интрузии гранитоидов (P_1): а – адаметиты, кварцевые диориты, гранодиориты, б – порфириовидные гранодиориты;
- 13 – границы метаморфических зон;
- 14 – разломы: а – первого порядка, б – второго порядка, в – прочие;
- 15 – элементы залегания пород

возрастом согласуется также глаукофансланцевый метаморфизм пород ягнобской серии, расположенной южнее Туркестанского комплекса (Леонов, 1988). Туркестанский и Ягнобский метаморфические комплексы, возможно, могут рассматриваться как проявление парного метаморфического пояса. Если это так, то пространственное расположение их указывает на то, что плоскость субдукции того времени погружалась с наклоном с юга на север. По-видимому, южнее лежал обширный океан, который впоследствии полностью был закрыт.

Метаморфические комплексы зон Беньофа (К.С. Сакиев)

Под зонами Беньофа мы подразумеваем собственно зону погружения вдоль зоны Беньофа.

Метаморфизм с образованием минералов и пород высоких давлений и низких температур локализуется в зонах отрицательных термальных аномалий, «термальных трогов», приуроченных к зонам Беньофа, увязан с погружением океанической плиты, субдукцией. Выявление этого типа метаморфизма является одним из крупных теоретических обобщений второй половины XX столетия. Продукты высокобарического метаморфизма зон субдукции встречаются почти во всех складчатых областях мира: на Урале, в Тянь-Шане, на Памире, в Казахстане, на Кавказе, в Альпах, Карпатах, Гималаях, во всем Тихоокеанском обрамлении. Результаты экспериментальных исследований по выяснению P-T условий образования арагонит- и лавсонитсодержащих пород (Heinrich, Althaus, 1980), глаукофановых сланцев (Maresch, 1977; Maruyama, Cho, Liou, 1986) и эклогитов (Грин, Рингвуд, 1968; Ито, Кеннеди, 1972), включений коэсита, или псевдоморфоз кварца по коэситу (Chopin, 1984), тальк-фенгит-хлоритовидных пород с высоким содержанием Si в фенгите (Massone, Shreyer, 1989) показали, что они образуются в условиях низких температур, но очень высоких давлений. Геодинамическими исследованиями выяснено, что метаморфические комплексы, включающие в себя высокобарические минералы и породы, обычно локализуются вблизи границ древних континентов и океанов (Добрецов, 1974; Бакиров, 1978; Миясиро и др., 1985; Miyashiro, 1961; Ernst, 1970). Наличие отрицательных термальных аномалий, «термальных трогов», приуроченных к зонам Беньофа, увязано с погружением океанической плиты, субдукцией (Маккензи, 1976). В зонах субдукции вследствие сжимающих усилий в результате столкновения литосферных плит создается высокое давление, а погружение края океанической плиты обуславливает возникновение термального трого, низкого геотермического градиента на значительную глубину. Структура субдукции характеризуется следующими специфическими особенностями.

Во-первых, здесь господствует «отрицательная геотермальная аномалия», образующая своеобразный «термальный трог» – низкий геотермический градиент. При этом изолинии температуры глубоко опускаются вниз вдоль плоскости зоны Беньофа (Oxburgh, Turcotte, 1976). Например, изолиния температуры 800°C опускается до глубин порядка 500 км, 600°C – до 300 км, 400°C – до 200 км. Именно такая обстановка и обуславливает проявление здесь метаморфизма высоких и сверхвысоких давлений и низких температур (>P/T), образование глаукофановых сланцев, эклогитов, коэситсодержащих и других пород.

Во-вторых, зона Беньофа – это арена встречных движений масс: с одной стороны, субдуцирующая плита, несущая с собой слабометаморфизованные породы сверху вниз, а с другой – восходящая (надвигающаяся) плита, выносящая высокометаморфизованные породы (эклогиты) из больших глубин.

Продукты метаморфизма зон субдукции в описываемом возрастном интервале представлены *метаморфическими образованиями чолекторской свиты Ат-Башинского хребта, а также офиолитов северо-восточной Ферганы и северного склона Алайского хребта.*

Многоэтапность и полифациальность метаморфизма чолекторской свиты Ат-Башинского хребта при его общей регрессивной направленности являются характерной особенностью (рис. 3.28). Метаморфические преобразования происходили в течение семи фаз. Наиболее ранними ассоциациями являются эклогитовые, среди которых также выделяются две фазы (табл. 3.1).

Первая фаза минералообразования представлена омф1+гр1+кв+дол+рут, относящимися к фации кварцевых эклогитов. Омф1 деформирован и включен в гранат 2, а гр1 слагает обычно ядерную часть более крупных зерен. Согласно исследованиям М. Тагири и др. (Tagiri et al., 1995), содержание спессартина в гранате первой фазы уменьшается от центра (3,4 мол.%) к краю (1,8 мол.%), что свидетельствует об увеличении температуры при росте граната. Им рассчитаны P-T параметры T=500°C, P=15 кбар по гранат-пироксеновому геотермометру. В первой фазе минералы сверхвысоких давлений (коэсит) не обнаружены, а во второй М. Тагири и А. Бакиров (Tagiri, Bakirov, 1990) установили псевдоморфозы кварца по коэситу. Эти две фазы представляют собой прогрессивную часть метаморфизма. Регрессив-

Таблица 3.1. Этапы метаморфизма пород Ат-Башинского хребта

| ФАЦИИ | ЭТАПЫ | ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ | |
|--------------------------|-------|---|---------------------|
| | | В МЕТАБАЗИТАХ | В МЕТАПЕЛИТАХ |
| ЭКЛОГИТОВАЯ | I | КОЭ(П)+ОМФ ₁ +ГР ₁ ГР+ФЕН+ | |
| | II | ОМФ+ГР | |
| ДИСТЕН-СЛАНЦЕВАЯ | III | ГР+ПЛ ГР+ПЛ+ЦО+КВ | КВ+ГР+ПИР |
| ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ | IV | ГЛ+ЭП ГЛ+ЭП+МУ+КВ ГЛ+ПЛ+МУ+ЭП | КВ+ГЛ+МУ±ЭП |
| ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ | V | АКТ+ЭП+МУ+АЛЬБ АКТ+ХЛ+АЛЬБ+КВ АКТ+ЭП+БИ+КВ | КВ+МУ+ХЛ+БИ+АЛЬБ±ЭП |
| | VI | ХЛ+АЛЬБ+МУ±КВ ХЛ+АЛЬБ+КАРБ±КВ ХЛ+СТИЛ+МУ | КВ+МУ+ХЛ+КАРБ+СТИЛ |
| ПРЕНИТ- ПУМПЕЛЛИТОВАЯ | VII | КАРБ+ХЛ±КВ КАРБ+ХЛ+ХАЛЦ ПРЕН+ХЛ+МУ | |

ные же составляющие выражены, как и в предыдущих районах, в образовании пород глаукофансланцевой, зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций.

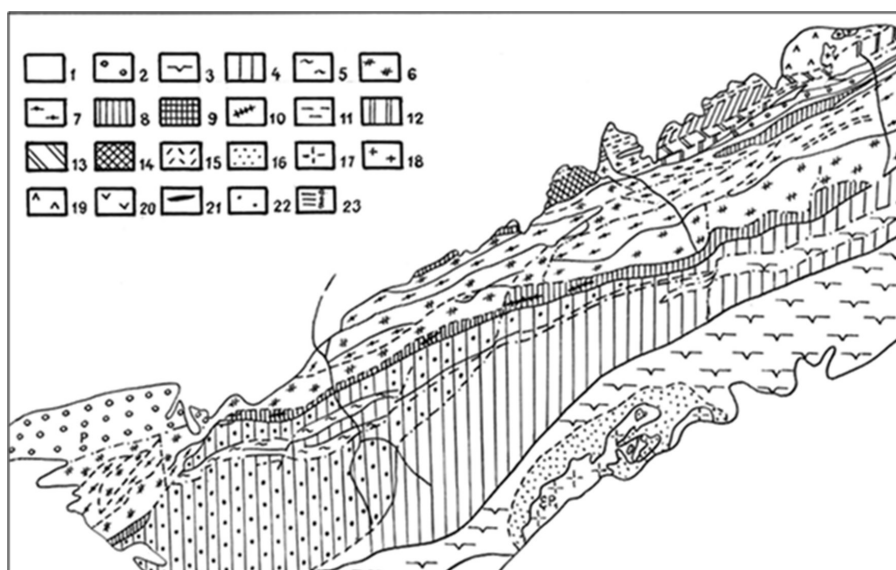


Рис. 3.28. Строение метаморфического комплекса западной части Атбашинского хребта (по Бакирову, 1978). 1-2 – неметаморфизованные отложения: 1 – кайнозой, 2 – верхнего палеозоя (С₃ – верхнего карбона и Р – перми); 3-11 – продукты метаморфизма, не связанного с гранитным магматизмом: 3-5 – силур-девонские толщи (3 – серицито-глинистые сланцы пренит-пумпеллиитовой фации, 4 – кв+аб+ му+(эп)+хл сланцы фации зеленых сланцев, 5 – кв+аб+гл+хл сланцы глаукофановой фации); 6-11 – диафториты ат-башинской свиты (6 – кв+аб+му+би+эп+хл сланцы, 7 – кв+аб+му+би+гр(альм)+хл сланцы, 8 – гр+цоиз+гл – апоэклогитовые породы, 9 – сложные апоэклогитовые породы с телами эклогитов, 10 – тела гранатовых амфиболитов); 11-14 – продукты резко зонального метаморфизма, тесно связанного с гранитным магматизмом: 11-12 – фации зеленых сланцев (11 – мусковит-хлоритовая и 12 – биотит-актинолит-хлоритовые зоны); 13 – эпидот-амфиболитовая и 14 – амфиболитовая фации; 15-16 – области широкого развития ороговикования (15 – на вулканиды – условные аналоги серии Большого Нарына, 16 – на терригенные породы силура-девона); 17-21 – магматические породы: 17 – сиениты нижней перми(?); 18 – граниты позднего палеозоя; 19 – габбро-диориты; 20 – габбро; 21 – серпентиниты с реликтами гарцбургитов; 22 – область широкого развития дайковых и пластовых тел базитов и ультрабазитов; 23 – разломы: а – первого порядка; б – второго порядка и в – прочие.

Метаморфические преобразования происходят в условиях от зеленосланцевой фации до эклогитовой включительно.

Пренит-пумпеллиитовая фация. В Атбашинском хребте они характеризуются образованием минеральной ассоциации $ка+хл$, $кв$, $прен$, что соответствует пренит-пумпеллиитовой фации. Макроскопически – это лиственитоподобная порода, встречающаяся иногда во внешней части линзовидных тел эклогитов и апоэклогитов.

Зеленосланцевый метаморфизм. В чолокторской свите зеленосланцевый метаморфизм характеризуется появлением в эклогитах минеральных ассоциаций $акт+эп+му+альб$; $акт+хл+альб$; $акт+эп+би+кв$, соответствующих высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Низкотемпературные субфации фации зеленых сланцев представлены ассоциациями минералов $хл+альб+му±кв$; $хл+альб+карб±кв$; $хл+стил+му$; $та+хл+карб+серп$. Они слагают зоны рассланцевания и характеризуются бластомилонитовыми структурами, но накладываются на все предыдущие минеральные ассоциации.

Глаукофансланцевая фация. Продукты глаукофансланцевой фации в Кыргызской части Тянь-Шаня выделены А.Б. Бакировым и Н.Л. Добрецовым (1972) в вулканогенных толщах офиолитов Южного Тянь-Шаня, вдоль сутурной зоны Северного и Среднего Тянь-Шаня. К ним относятся канская серия, майлисуйская свита и их аналоги восточного сектора Южного Тянь-Шаня. Исследования глаукофансланцевых толщ позволили Н.Л. Добрецову (1999) установить правильную периодичность глаукофансланцевого метаморфизма в 30 млн. лет. Согласно его классификации, глаукофансланцевые толщи Тянь-Шаня могут охватываться древним этапом формирования глаукофансланцев в интервале 650–330 млн.лет. За исключением присутствия глаукофана, метаморфизм вулканогенных пород практически не отличается от обычных метаморфических сланцев зеленосланцевой фации. В пределах Тянь-Шаня критерием для выделения этой фации явились обнаружения реликтов глаукофана (субглаукофана), устойчивого в условиях более высоких давлений (>7 кбар), чем условия зеленосланцевой фации (Бакиров, Добрецов, 1971; 1972).

Условиям глаукофансланцевой фации в вулканогенных породах майлисуйской свиты соответствуют $акт+рог(?) +хл+эп+ал+кв+ка$. В поле развития этой ассоциации, в северо-западной части района распространения майлисуйской свиты, обнаружены глаукофан (Бакиров, Добрецов, 1972). Кроме того, эффузивные породы отмеченной свиты подвергаются зеленосланцевому метаморфизму с образованиями минеральной ассоциации: $эп+хл+акт+альб$; $хл+эп$.

Метаморфические сланцы канской, майлисуйской серий и ташрабатской толщи по ассоциациям минералов ($акт+альб+эп+хл+сф±кв$; св.голуб. $акт+альб+ка$; $альб+хл+эп$) отвечают условиям зеленосланцевой фации. Однако во многих местах в них обнаружены реликты глаукофана. Ассоциации минералов, указывающие на условия глаукофановой фации, следующие (по Бакирову и Добрецову, 1972): $рог+гл+хл+аб+эп+сф, стилп, му$; $винч+аб+акт+эп+хл+сф, рудн, ка, кв$; $крос+аб+эп+ка+хл, стилп, му$. Глаукофан зональный: в центре сохраняется настоящий глаукофан, который по краям обрастает последовательно кросситом и далее – актинолитом, что указывает на снижение давления на более поздних стадиях метаморфизма. Встречаются переходы $гл+эп \rightarrow Na-акт+аб+хл$, что также свидетельствует о реликтовом характере левой части реакции.

Лавсонитсодержащая ассоциация минералов представлена $гл+лавс+эп+стилп+рудн, хл+аб$. Она обнаружена Н.Л. Добрецовым в шлифах А.В. Ждана из сланцев в верховьях р.Чон-Таш – правого притока р.Кыргыз-Ата еще в 1967 г. В офиолитах восточной части Южного Тянь-Шаня, в метавулканитах ташрабатской толщи, Е.В. Христовым и М.П.Христовой (1978) также установлены реликты глаукофана. Эти минеральные ассоциации встречаются спорадически, в большинстве случаев они были уничтожены наложенным зеленосланцевым диафторезом. По данным С.А. Куренкова (1983), глаукофан обнаружен также и в обломках метаморфических сланцев канской серии в одноименном серпентинитовом меланже. Восточный сектор Туркестанского палеоокеана в условиях глаукофановой фации, характеризуется появлением ассоциации минералов $винч+эп+акт+альб+хл+сф$; $гл+эп$. Ассоциации минералов, характеризующие условия зеленосланцевой фации представлены: $акт+альб+хл+ка$; $акт+альб+хл+эп+ка+иддингсит (талк)+сф$. Следует отметить, что количество точек с минералами высоких давлений в Южном Тянь-Шане со временем увеличивается.

Диафторированные части эклогитов Ат-Башинского хребта характеризуются появлением ассоциацией минералов: $гл+эп$; $гл+эп+му±кв$; $гл+гр+пл+ка$; $гл+гр+цо, кв, ка$; $та+гл+гр+хлд$. Образуются также собственно глаукофаниты, состоящие почти на 100% из глаукофана. Глаукофан – главный породообразующий минерал гранат-глаукофановых и глаукофановых пород. Встречаются зерна глаукофана с

зональным строением. Центральная часть зерна сложена собственно глаукофаном, а обрамление – переходными разностями вплоть до актинолита.

Эпидот-амфиболитовая фация. В чолокторской свите условия эпидот-амфиболитовой фации проявлены при значительном понижении давления, что отражается в обрастании глаукофана эпидотом и появляются ассоциации: рог (эд)+пл+гр+би+эп+кв, что соответствует фации эпидотовых амфиболитов. На этой стадии появляются симплектиты рог+аб, образующиеся по глаукофану.

Эклогитовая фация. Р-Т условия фации коэситовых эклогитов в Ат-Башинском хребте устанавливаются на основании обнаружения в эклогитах псевдоморфоз кварца по коэситу как в гранате, так и в пироксене с одной стороны, выявлением двух типов ламелл – сростания двух минералов, образованных в результате распада третьего минерала, – с другой (Tagiri, Bakirov, 1990; Tagiri et al., 1995). Кроме того, в эклогитах постоянно присутствует фенгит с высоким содержанием кремния, что подтверждает образование этих пород в условиях сверхвысоких давлений (Бакиров и др., 1998). В этих же эклогитах ранее были установлены реликты лавсонита и его псевдоморфозы (Эклогиты..., 1989).

Эклогиты представляют собой породы с яркозеленой окраской, среднекристаллическим порфировидным строением, состоящие из порфиробластов граната и омфацита. В ассоциации с ними встречаются также кварц, рутил и реже карбонаты (доломит и кальцит). Постоянно присутствуют амфибол (глаукофан), клиноцоизит, белые слюды, хлорит.

Минералы из этих эклогитов специально изучены М.Тагири, А.Бакировым и др. (Tagiri et al., 1995). Ими в гранате, с включениями псевдоморфоз кварца по коэситу, установлена своеобразная зональность, состоящая из четырех зон (рис. 3.29): центра (inner core), промежуточной зоны (outer core), ядра (mantle) и края (rim), которые обособляются друг от друга как по составу минералов, так и микронзондовыми количественными определениями состава. Установление этих зон сопровождалось многочисленным сканированием минерала (граната) по качественному содержанию магния, кальция, железа и марганца.

Омфациит слагает основную часть породы и образует вытянутые призматические кристаллы. В большинстве случаев в строении кристаллов не наблюдается зональности. Сканирование поперек зерна омфацита не устанавливает изменение состава минерала. Однако кристалл омфацита, в котором установлена псевдоморфоза кварца по коэситу, обладает своеобразным зональным строением. Центральная часть кристалла характеризуется наличием разнообразных ламеллей, а краевая часть их не содержит. М.Тагири и др. (Tagiri et al., 1995), в омфацитах эклогитов этого района обнаружили два типа ламелл (рис. 3.30).

Первый из них характеризуется сростанием двух разновидностей омфацита: темной и более светлой. Темная разновидность ламеллей характеризуется повышенным содержанием натрия (46–48% жадеитовой компоненты), а светлая разновидность – более низким его содержанием (42–45% жадеита).

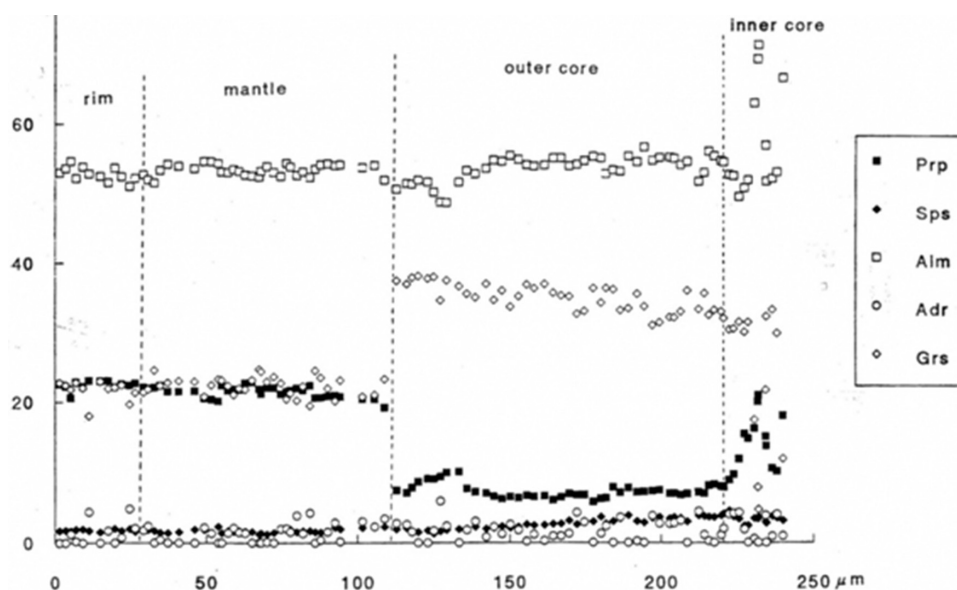


Рис. 3.29. Зональное строение граната из коэситового эклогита в чолокторской свите.

Зоны граната: центр – inner core, промежуточная зона – outer core, ядра – mantle и край – rim. Prp – пироп, Sps – спессартин, Alm – альмандин, Aдр – андрадит, Grs – гроссуляр

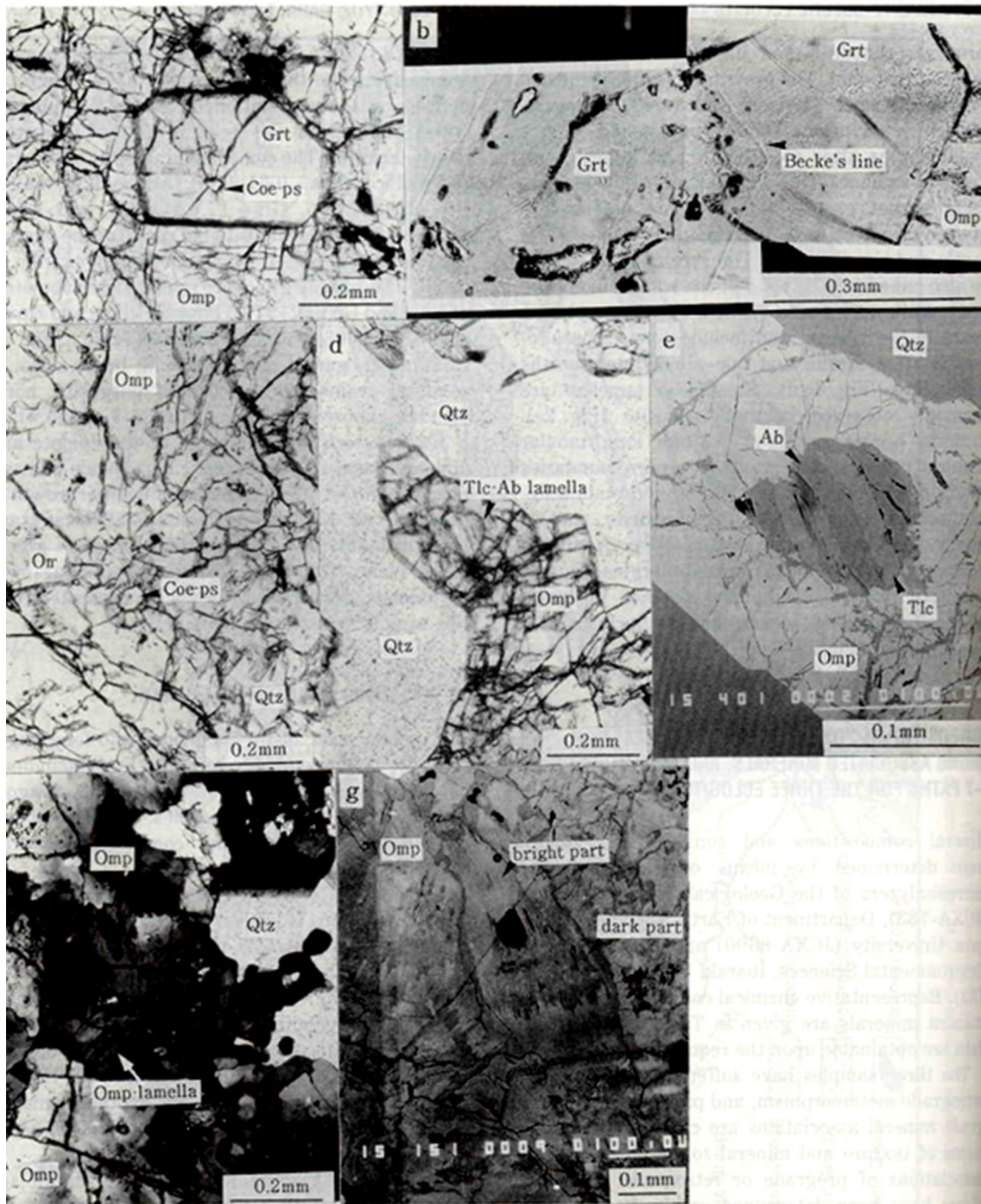


Рис. 3.30. Фотография шлифа обр. 1-171:

а – псевдоморфозы кварца по коэситу в гранате, б – линия Бекке в гранате, с – псевдоморфоза кварца по коэситу в омфациите, д – ламелла тальк-альбит в омфациите, е – тальк-альбитовая ламелла, увеличенная по фото д, ф – распад омфациита на ламеллы в скрещенных николях, г – увеличенная омфациитовая ламелла по фото ф. Grt – гранат, Сое-ps – псевдоморфоза кварца по коэситу, Omp – омфациит, Omp-lamella – омфациитовая ламелла, Qtz – кварц, Tlc-ab – lamella – тальк-альбитовая ламелла, Tlc – тальк

Последнее содержание жадеита свойственно всей краевой части кристалла. Согласно экспериментальным исследованиям М.А. Карпентера (Carpenter, 1978), распад более высокотемпературного пироксена на срастание двух его разновидностей происходит при температуре 725°C. Следовательно, до такого распада температура среды была еще более высокой.

Второй тип ламелл представлен срастанием двух полосок талька и альбита. Такое срастание является несколько необычным, так как эти минералы не обладают сходством ни по составу, ни по кристаллическому строению. Отношение объемов талька к объемам альбита меняется от 0,5 до 1, а

их валовый состав близок к составу парагенезиса глаукофан+кварц. Вероятнее всего, этот тип ламелл является результатом преобразования парагенезиса глаукофан+кварц, который должен был образоваться в начальной стадии метаморфизма при субдукции. Поскольку в этом же кристалле имеются псевдоморфозы кварца по коэситу, можно представить, что метаморфизм проходил при условиях коэситовых эклогитов, когда глаукофан должен перейти в жадеит+талък, а кварц – в коэсит. Таким образом, был устойчив парагенезис жадеит+талък+коэсит. Согласно экспериментальным данным, этот парагенезис при температурах 725°C устойчив в условиях давлений не менее 35 кбар (Holland, 1988). В процессе последующих понижений давления при эксгумации этих пород, по-видимому, жадеит (с кварцем и/или с коэситом) перешел в альбит, что привело к появлению рассматриваемой ламелли.

О том, что при образовании эклогитов Ат-Башинского хребта господствовали условия сверхвысоких давлений, свидетельствуют также и другие данные (Бакиров и др., 1998). В эклогитах здесь постоянно присутствуют белые слюды, которые представлены фенгитом и парагонитом. Имеется большое количество определений состава этих минералов. Формульная единица Si в фенгите колеблется в пределах 3,40–3,53, что соответствует давлениям 22–33 кбар (по диаграмме из работы Massone, Shreyer, 1989). В одном кристалле фенгита в центре установлено Si=3,49, а на краю – 3,42. По-видимому, это отражает понижение давления в процессе подъема пород из глубин.

Ранее в эклогитах Ат-Башинского хребта в том же теле, где установлены псевдоморфозы кварца по коэситу, В.С. Шацким были выявлены реликты лавсонита и псевдоморфозы парагонита по нему. Тогда они рассматривались как показатель низких P-T условий (Эклогиты..., 1989). Однако в свете вышеприведенных данных лавсонит следует рассматривать в числе минералов высоких P-T параметров. В таком случае при температурах выше 725°C линия устойчивости лавсонита указывает на давления выше 30 кбар в глубине поля устойчивости коэсита (рис. 3.31).

Следует указать, что для эклогитов местами устанавливается содержание K₂O в пироксене до 0,25–0,30 вес.% (Бакиров и др., 1985). Причем в шлифе (шл.66 К-22) в одной точке микрозондовым анализом установлено содержание K₂O в 0,3 вес.%, но в соседних точках этого же кристалла оно не превышало 0,02 вес.%. Контрольный анализ в прежней точке подтвердил высокое содержание K₂O, (анализы были сделаны в Институте экспериментальной минералогии РАН по образцам Л. Котовой). Экспериментальными исследованиями установлено, что в системе, насыщенной K₂O, в кристаллическую решетку моноклинного пироксена двуокись калия входит под давлением 30 кбар и более и достигает 0,3 вес.% при P=40 кбар и T=1000°C. Дальнейшее увеличение давления и температуры не влияет на содержание двуокиси калия в пироксене (Erlank et. al., 1970; Shimizu, 1971).

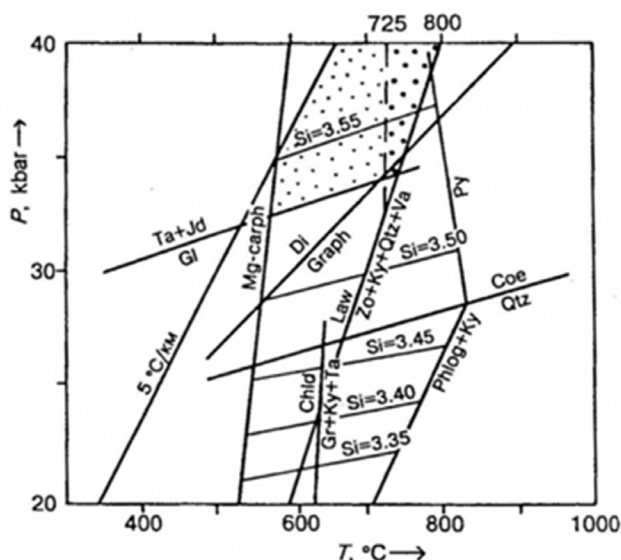


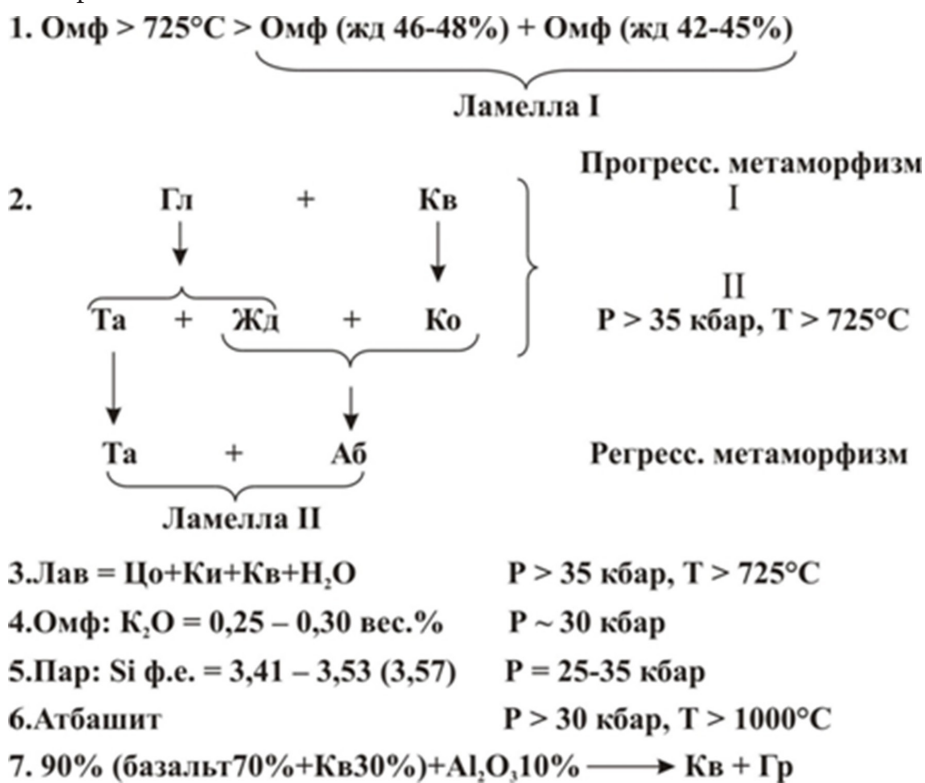
Рис. 3.31. P-T диаграмма условий образования пород сверхвысоких давлений на Тянь-Шане. Линии перехода: Та (талък) + Jd (жадеит) = Gl (глаукофан) (Holland, 1988), Di (алмаз) – Graph (графит) (Bundy, 1980), Coe (коэсит) – Qtz (кварц) (Bohlen, Boetcher, 1982), Law (лавсонит) = Zo (Цоизит) + Ky (кианит) + Qtz (кварц) + Ta (талък) (Holland, 1988). Поля устойчивости талъка и значения Si в нем по S.Massone & W.Shreyer (1989): Mg-garph – Mg-гарполит, Phlog – флогопит, Py – пироп. Заполненные крапом поля – вероятные области P-T обстановок во время пика метаморфизма

Псевдоморфозы кварца по коэситу установлены также и в своеобразных породах – атбашитах. Химические составы минералов и P-T – условия образования атбашитов исследованы А. Бакировым (Бакиров и др., 1998). По его данным приводим особенности химизма минералов атбашитов. По набору минералов, следовательно, по физико-химическим условиям кристаллизации, она изофациальна сосуществующей эклогитовой части. По-видимому, атбашиты представляют своеобразную смесь тесно переплетенных пород различного состава. Однако основная часть породы – это эклогит и гранат-кварцевый агрегат.

Гранат атбашитов характеризуется хорошей прогрессивной зональностью. В центре кристалла резко возрастает содержание марганца (спессартиновый минал поднимается до 34%). В составе минерала преобладает альмандин (36–58%), содержание гроссуляра меняется в пределах 23–33%, пирропа – 2–25%. Меньшие значения их свойственны для центральной части кристаллов, там, где возрастает содержание спессартина. Моноклинный пироксен в меланосоме и лейкосоме породы имеет идентичный состав и отвечает омфациту с содержанием жадеитовой молекулы 45–48%. Белые слюды представлены фенгитом и парагонитом. Т. е. Si в фенгите колеблется в пределах 3,44–3,46.

О P-T условиях образования атбашитов можно судить по наличию псевдоморфоз кварца по коэситу в кристалле граната и по фенгиту с Si=3,41–3,46. Они свидетельствуют, что максимальные давления при метаморфизме превышали 25 кбар при температуре около 600°C.

Ниже суммированы все данные, указывающие на существование сверхвысоких давлений в эклогитах ат-башинского хребта.



3.3.2. Коллизионные комплексы

3.3.2.1. Осадочные комплексы

3.3.2.1.1. Комплексы в каледонидах

Комплексы Северного и Среднего Тянь-Шаня (Р.А. Максумова)

Осадочные комплексы раннего палеозоя, характеризующие коллизионный этап развития каледонид Тянь-Шаня (коллизия микроконтинентов), довольно широко распространены на территории Северного и Среднего Тянь-Шаня. Они образованы терригенными молассовыми формациями в Северном Тянь-Шане и слагают верхние части разрезов остаточных флишевых бассейнов. Это карасайская, карамойнокская и чонкаиндинская свиты Северного Тянь-Шаня. Как правило, они с резким кон-

тактом, иногда с угловым несогласием, конгломератами в основании залегают на среднеордовикских и средне-верхнеордовикских флишевых формациях и с размывом и угловым несогласием перекрываются девонскими или нижнекарбонными отложениями. Основная часть их состава сложена тёмно-зелёными, буровато-серыми и красно-бурными песчаниками с прослоями алевролитов, подчинёнными являются породы ярко-зелёной окраски. Мощности свит колеблются от 1000 до 2000м. В восточной части хребта Терской Ала-Тоо карамоynoкская свита целиком представлена конгломератами мощностью в 1000м. В Суусамырском хребте верхняя часть карасайской свиты сложена бурными и красными песчаниками и содержит остатки колоний мшанок. На северном склоне хребта Молдо-Тоо верхняя часть карасайской свиты венчается толщей темно-серых и черных алевролитов и сланцев с прослоями ракушняковых известняков, содержащих остатки беззамковых брахиопод средне-позднеордовикского возраста (*Lingula ancyloides* Salt., *L. leiakowtnsis* Barr., *L. attenuosa* Soww.). Конгломераты, как правило, имеют кремнёво-кварцевый состав галек, состоящих из продуктов разрушения толщ верхнего докембрия и кембро-ордовика. Толщи прорваны гранитоидами позднеордовикского и силурийского Джаналачского комплекса.

В Среднем Тянь-Шане комплекс верхнеордовикских молассовых отложений представлен тезской, каначуйской и аютурской свитами. Две последние согласно или с небольшим размывом залегают на средне-верхнеордовикских флишеидных отложениях и только в бассейне реки Сары-Джаз тезская свита с размывом и конгломератами в основании залегают на размытой поверхности докембрийских гранитоидов. Основная часть разрезов сложена зеленовато- и тёмно-серыми песчаниками, находящимися во флишеидном переслаивании. Грубообломочные отложения более свойственны верхней части толщ. В известняковой пачке тезской свиты содержатся остатки трилобитов *Encrinurella cauntifrons* Web., *Goldius romanovskyi* Web. и др.; брахиопод *Schizophorella fallax* Salt., *Dulankarella* sp., *Camarotoochia* sp. и др.; гастропод *Macliocites manitobensis* White), *M. Ovalis* Vost., наутилоидей *Spyroceras* sp., *Michelinoctras* sp., *Syrthorhiroctras* cf. *Whitney* (Hall) и др; табуляты *Plasmoporella conve* (*atabulata* Kiaer, *Palaeohalysites*, *Calapoesia*, *Reuschia*, *Heliolites*, *Grevingkia* (Стратифицированные.....,1982). По фауне возраст тезской свиты поздний карадок и, возможно, ашгилл. В верхней сланцевой толще найдены остатки граптолитов *Orthograptus* (*Rectograptus*) ex gr. *truncatus* Sapw. позднего карадока. Свита перекрывается с размывом и угловым несогласием тюлькубашской свитой среднего-верхнего девона.

В Таласском Ала-Тоо карагаинская терригенная флишевая серия завершается постунбулакской свитой (Максумова, 1980), которая с небольшим размывом залегают на сагызганской. Свита сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами серого, вишневого и зеленоватого цветов.

Свита слагает широкие поля в междуречье Бакаир-Кумыштаг, образуя ось Центрально-Таласского синклиория, южное крыло которого срезано Узунахмат-Кумыштагским надвигом. Породы смяты в серию неглубоких, относительно широких складок субширотного простирания в целом конформным складкам подстилающей флишевой формации. Мощность свиты сильно варьирует, от 2500 м на северо-западе хребта до 120м на юго-востоке. В этом же направлении, а также вверх по разрезу ее состав меняется на преимущественно конгломератовый. В составе хорошо окатанных обломков описаны кварц, красные, зеленые и черные кварциты, песчаники, граниты, известняки. Песчаники по составу относятся к группе полевошпатовых граувакк.

Состав породных комплексов, типы стратификации и структурно-текстурные особенности позволили отнести отложения постунбулакской свиты к нижним морским молассам (Максумова, 1980).

Постамальгамационные комплексы, перекрывающие позднекаледонский Тянь-Шаньский ороген

Описанные выше каледонские (кембрийско-среднеордовикские) комплексы перекрываются и «сшиваются» верхнеордовикскими и силурийскими коллизионными образованиями (рис. 3.32). Перекрывающий комплекс представлен молассовыми отложениями неоавтохтона. По седиментационным признакам на рассматриваемой территории выделяются молассы двух типов: морская и континентальная. Отложения морской молассы структурно субсогласно наращивают разрезы среднеордовикских турбидитов, что свидетельствует о постепенной смене субдукционного режима коллизионным. В основании этой молассы почти везде присутствуют фациально невыдержанные горизонты конгломератов с прослоями гравелитов и разнозернистых песчаников, сменяющихся кверху переслаиванием пестроцветных или красноцветных песчаников, алевролитов, глинистых сланцев.

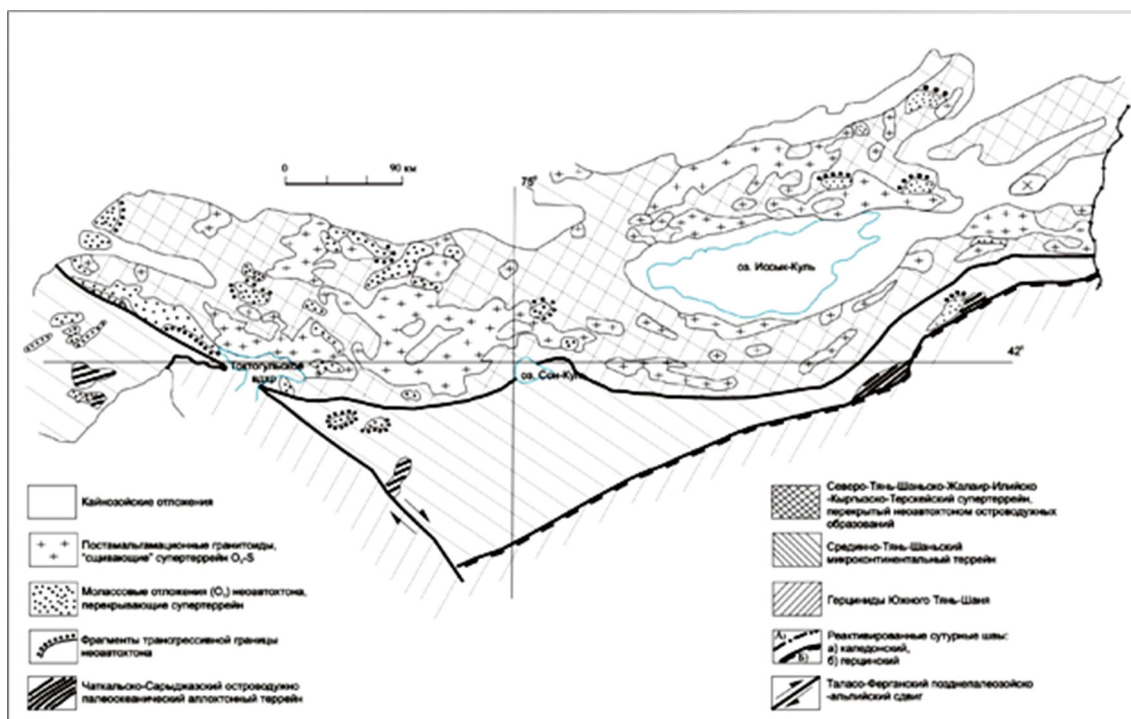


Рис. 3.32. Схема современного расположения фрагментов Чаткальско-Сары-Джазского островодужно-палеоокеанического аллохтонного террейна ($E-O_2$), а также постамальгамационных комплексов, перекрывающих и “сшивающих” Тянь-Шаньский позднекаледонский супертеррейн

Обломочный материал морской молассы как конгломератов и гравелитов, так и песчаников по своему петрографическому составу очень разнообразен, что указывает на сложное композитное строение его источников сноса. В конгломератах, например, наряду с галькой континентального происхождения присутствует галька пород островодужного и океанического происхождения. Судя по появлению терригенного материала островодужных вулканитов и метаофиолитов в верхнеордовикской морской молассе в Среднем Тянь-Шане, она является постамальгамационным неавтохтоном Чаткальско-Сарыджазского супертеррейна.

Пестрота обломочного материала характерна и для молассы континентального типа, что подтверждается анализом петрографического и петрохимического состава песчаников на соответствующих диаграммах.

3.3.2.1.2. Комплексы в герцинидах

Коллизионные комплексы герцинид распространены как в пределах Кыргызского палеоконтинента, на территории Северного и Среднего Тянь-шаня, так и в пределах складчатых областей Южного Тянь-Шаня.

Комплексы Северного Тянь-Шаня (Р.А. Максумова)

Герцинские орогенические комплексы слагают верхнюю часть разрезов северной окраины Кыргызского континента.

Верхняя угленосная молассовая формация $C_{2,3}$ завершает разрезы эпикаледонских Чуйской, Восточно-Киргизской, Тюпской депрессий. Представлена джанбулакской свитой C_2b_2 -m в Кегетинском разрезе, толщей C_2 – в Кара-Балтинском районе и ортокской свитой $C_{2,3}$ в Шамсинском районе Восточно-Киргизской депрессии. Они перекрываются сарычатской толщей $C_3(?)$. Разрез Тюпской депрессии завершается туюкской свитой C_2 . Туюкская свита и толща C_2 Кара-Балтинского района сложена зеленоватыми конгломератами, гравелитами, песчаниками. Залегают они несогласно на всех подстилающих отложениях. Мощность их на западе – 1250 м, на востоке – 2000 м. Толща C_2 Кара-Балтинского района содержит отпечатки среднекаменноугольной флоры. В прослоях известняков туюкской свиты обнаружены фораминиферы C_2 .

Ортокская свита $C_{2,3}$ Шамсинского района сложена сероцветными песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, чередующимися по всему разрезу. В верхней части разреза появляются

пласты углей мощностью до 1,4м и протяжённостью до 250м. В районе Ортококойского водохранилища и в хр. Терской Ала-Тоо ортококая свита сложена красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность ортококой свиты 600–1300м. Возраст определяется находками пресноводных ракообразных и флоры. Ортококая и джанбулакская свиты с небольшим несогласием перекрываются сарычатской толщей бордовых полимиктовых конгломератов мощностью в 90–150м. Возраст C_3 условный.

Литологические особенности пород комплекса, органические остатки характеризуют континентальную обстановку осадконакопления, кроме самых восточных районов, где в средней части разрезов содержатся известняки с фораминиферами.

В более южной части Кыргызского континента, в пределах Северного Тянь-Шаня, развиты следующие коллизионные отложения.

Верхняя континентальная моласса $C_{2,3}$ принимается в объёме донгузской свиты Сон-Кульского района и кавакской свиты Нарынского района. Наиболее полный её разрез в хр. Молдо-Тау, где выделяются три пачки. В нижнюю входят разногалечные и валунные конгломераты, песчаники, замещающиеся красноцветными косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Разрез заканчивают зелёные алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, неполная их мощность 1000м. Свита с размывом залегает на актайлякской свите башкирского возраста. Кавакская свита несогласно ложится на различные горизонты верхнего девона-нижнего карбона и резко перекрывается ашукольторской свитой C_3-P_1 .

В алевролитах обнаружена позднекаменноугольная флора. Образовалась формация в континентальных условиях при расчленённом рельефе, постепенно нивелировавшемся.

Комплексы Среднего Тянь-Шаня (Р.А. Максумова)

Коллизионные осадочные комплексы Среднего Тянь-Шаня представлены толщами C_2m , $C_{2,3}$. При приближении к активной окраине Киргизско-Казахского континента верхи разреза представлены: 1) конгломератами (300м), надстраиваемыми песчаниками и алевролитами (800–900м), содержащими фораминиферы (C_2m). В Нарынском районе минбугинская=кавакская свита ($C_{2,3}$) сложена известняковыми конгломератами и пачками песчаников, алевролитов и известняков мощностью 500–550м, в которых обнаружена флора. Минбугинская свита C_2-P_1 перекрывается коджагульской свитой. Коджагульская свита C_3 сформирована в позднекарбонном прогибе, наследующем верхнепалеозойскую океаническую структуру склона Киргизско-Казахского континента, обращённого к Туркестанскому палеоокеану. Свита сложена чередованием песчаных и глинистых битуминозных известняков, известковистых песчаников, известково-глинистых сланцев и аргиллитов. В нижней части – мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Появляются вулканомиктовые песчаники. Собраны фораминиферы. Мощность 600–1100м.

В восточной части Нарынского района по долине реки Сары-Джаз под этим индексом (C_3-P_1), по данным Д.М. Шендеровича, выходит толща битуминозных сланцев с прослоями конгломератов, известняков и песчаников с отпечатками растений позднекарбонного-раннепермского возраста (Геология СССР, т. XXV, 1972).

Комплексы Южного Тянь-Шаня (А.Б. Бакиров)

Осадочные образования коллизионной обстановки в герцинидах Южного Тянь-Шаня начинаются в московское время и образуют два типа разреза. Первый из них трансгрессивно залегает на ансамбле шарьяжей нижележащих аллохтонных комплексах палеозоя. Он получил развитие в основном в северной части Южного Тянь-Шаня. Второй тип разреза коллизионного комплекса, развитый в основном в южной части Южного Тянь-Шаня, залегает на нижележащие девон-нижнекарбонные образования, представленные карбонатными отложениями и часто конденсированными кремнистыми осадками согласен. Сюда же мы относим и своеобразные образования – микститы.

Первый тип разреза. Коллизионный комплекс имеет широкое развитие в северной окраине Южного Тянь-Шаня, он даже налегает на южную окраину Среднего Тянь-Шаня (Буртман, 2006). В Алайском хребте он трансгрессивно с несогласием лежит на всех аллохтонных структурных единицах. В основании выходят обломочные породы, среди которых преобладают конгломераты. Выше они переходят в терригенный флиш с пластами известняков с остатками позднемосковского, касимовского,

гжельского и ассельского веков (актерекская, алдыкинская, муянкольская, кунякульская, шункмазарская, учбулакская и др. свиты, 2500 – 3000 м) (Бискэ, 1996, Волгин и др., 1978, Масумов, 1994, Миклухо-Маклай, 1963).

В горах Карачатыр этот комплекс также трансгрессивно залегает на все нижележащие аллохтонные сооружения и сразу же начинается проксимальным карбонатно-терригенным флишем с позднемосковскими и раннекасимовскими фораминиферами (актерекская и джилгинская свиты, 2000 м). В вышележащих отложениях сохраняется ритмичность и присутствуют горизонты олистостром. Среди обломков встречаются как аутигенные известняки, так и гранитный и эффузивный материал кислого и среднего состава. В верхней части разреза преобладают органогенные известняки (Масумов и др., 1978). Органические остатки указывают на возраст от позднекасимовского до сакмарского веков (учбулакская, дастарская, керкидонская, дангибулакская св., 3000 м).

Коллизионный комплекс герцинид Тянь-Шаня слагают отдельные места в пределах пограничной части Южного и Срединного Тянь-Шаня. В северных предгорьях Алайского хребта, в горах Кара-Чатыр, Гузан, Кара-Тоо на гжельских отложениях согласно залегает толща песчаников, алевролитов и органогенных известняков, количество которых возрастает вверх по разрезу. Они содержат фауну ассельского, а сверху – сакмарского веков (керкидонская св., 1500 м) (Бенш, 1972).

В Северной Фергане верхний уровень коллизионного комплекса трансгрессивно перекрывает все аллохтонные комплексы и нижний уровень коллизионного комплекса. Внизу лежат крупногалечные конгломераты, песчаники и известняки с позднемосковскими остатками организмов (сууктобинская св., 1500 м). Выше они сменяются проксимальным терригенным флишем с прослоями известняков с остатками позднемосковского, касимовского, гжельского, ассельского и сакмарского возрастов (бекечальская и др. свиты, 3000 м). Разрез толщи невыдержанный, количество конгломератов и известняков изменяются (Бискэ и др., 1982).

На северном склоне Ат-Башинского хребта коллизионный комплекс залегает на эродированной поверхности эклогитоносных метаморфических образований. Основание комплекса представлено известняками гжельского яруса верхнего карбона. Выше лежат грубообломочные конгломераты с валунами эклогитов и других разновидностей метаморфических пород, а также нижележащих известняков. Выше они переходят в терригенную толщу, в которой встречаются известковистые песчаники и известняки с фауной ассельского яруса нижней перми (арпинская свита, 2000 м).

В хребтах Джаман-Даван и Байбиче-Тоо на морской верхний карбон согласно налегает толща, которая сложена чередованием песчаников, аргиллитов и водорослевых известняков. Нижняя часть разреза содержит горизонты туфов и туфолав дацитового и андезитового состава. В низах и верхних частях разреза залегают конгломераты (арпинская св., 3000 м) (Гончар, Дженчураева, 2001; Масумов, 1994).

В хребтах Нарын-Тоо и Улан на верхнем карбоне согласно лежит толща песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев и известняков с остатками фауны ассельского яруса (нарын-тоовская свита, 1000 м) (Быковская, Масумов, 1996).

Второй тип разреза в основном присущ Алайско-Уланскому континентальному блоку. Коллизионные образования залегают согласно на отложениях карбонатной платформы или на пелагических осадках, представленных силицитами.

На северном склоне Туркестанского и Алайского хребтов на мощных карбонатных отложениях девона–низов верхнемосковского подъяруса лежат мощные (3000 м) толщи конгломератов и грубого флиша, насыщенного горизонтами олистостром. В цементе конгломератов в бассейне р. Сох найдены органические остатки гжельского яруса верхнего карбона и нижней перми (Алексенко и др., 1989; Дженчураева, Ненахов, 1986).

В Восточном Алае на мощном карбонатном разрезе, содержащем сверху прослой кремней, аргиллитов и песчаников позднего силура–позднемосковского подъяруса, лежат песчаники, алевролиты и аргиллиты с горизонтами конгломератов и обломочных известняков с остатками фораминифер верхнекаменноугольного возраста (кашкасуйская, туюкская св., 1000 м) (Солошенко, Риненберг, 1984; Яговкин, 1974).

В юго-восточной части Ферганского хребта на среднепалеозойских карбонатных породах лежат карбонатно-терригенные толщи верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми (Вонгаз, 1958). Южнее кремнистые осадки, глинистые сланцы и слоистые известняки с органическими остатками девона–начала гжельского яруса верхнего карбона согласно сменяются проксимальным двух- и трехком-

понентным флишем, крупноритмичным, сложенным песчаниками, алевролитами (преобладающими) и аргиллитами. В нем содержатся горизонты флюксотурбидитов и олистостром (тургайтюбинская, мазардонская, маматская, балыкская, капчигайская, улугчатская свиты, 3000 м). Обломки песчаников и алевролитов сложены кварцем и полевым шпатом. В песчаниках и обломочных известняках содержатся остатки фауны гжельского, ассельского и раннесакмарского времени (Бискэ и др., 1982; Далимов и др., 1998).

Наибольшее развитие эти толщи получили в районе Кугарта в Ферганском хребте, где мощность грубого флиша достигает 3500 м (кугартская св.), а в горизонтах олистостром встречаются глыбы известняков и базальтов (Бискэ и др., 1982, Талашманов, 1981; Яговкин, Талашманов, 1983).

В Восточном Алае в аналогичной ситуации на конденсированных осадках согласно залегают толщи, сложенные терригенным и карбонатным флишем с фораминиферами московского, касимовского и гжельского ярусов (акбогусская, деменейская, ойтальская свиты, 2000 м).

Примерно в таких же условиях на конденсированном разрезе, покоящемся на дистальном флише, в Кок-Шаальском хребте и Майдантаге залегают отложения, представленные терригенным и терригенно-карбонатным флишем с горизонтами олистостром. В них определены остатки фораминифер и конодонты позднебашкирского, московского, касимовского и ассельского возрастов (кипчакская св., мощность несколько км.).

На Южных склонах Алайского и Кичи-Алайского хребтов встречены конгломераты и известняки с фауной ассельского века (джиптыкская, бегечинская св. 500 м), карбонатно-терригенная (Масумов и др., 1978).

Микститы позднего палеозоя. К комплексу коллизионной обстановки мы относим своеобразные образования позднепалеозойских микститов, которые имеют широкое развитие в Алайском и Туркестанском хребтах. Хорошая сводка по ним сделана в работе В.С. Буртмана (2006), и мы воспользуемся его данными. Под разными названиями (тульский, чугамский, карагурский, чаувайский и др.) они описаны как сланцевый меланж, глинистый меланж, терригенный меланж, флишево-олистостромовый комплекс. Матриksom служат сильно деформированные сланцы силура. Обломочные образования представлены различными типами пород. Размеры их меняются в широких пределах от небольших, измеряемых сантиметрами, до весьма крупных, измеряемых десятками, сотнями метров и даже несколькими километрами. Встречаются олистоплаки диаметром до 5 км. По составу в них выделяются известняки с мелководной фауной верхнего силура, девона, раннего карбона; фрагменты офиолитов – ультраосновных пород, габбро-пироксенитовых куммулятов, серпентинитов, базальтов, их туфов; различных вулканических пород – андезитов, трахиандезитов, андезитодацитов, их туфов, риолитов, кластолав среднего и кислого состава; кремнистых пород разной окраски, черных, светлых.

В клиппенах и олистолитах встречаются самые древние породы Южного Тянь-Шаня. В долине р. Кыргыз-Ата в микстите заключены базальты с прослоями фтанитов, песчаников и известняков с археоциатами и брахиоподами тойонского века раннего кембрия. На водоразделе Абшир-Чиле в олистолите встречены валуны до нескольких сотен метров карбонатных пород с остатками организмов предположительно синийского возраста. Здесь же описаны обломки трахибазальтов, которые образуют брекчию (лахары) с карбонатным и карбонатно-туфовым цементом. Слои брекчии чередуются с известняками, содержащими остатки археоциат томмотского яруса нижнего кембрия (Бакиров и др., 1984, Бискэ, 1987). Эти породы, по-видимому, представляют собой фрагменты рифтогенных образований окраины Алайско-Уланского континентального блока.

Микститы имеют широкое развитие на южном склоне Туркестанского хребта, к северу от пос. Дараут. Здесь олистолиты и олистоплаки, диаметр которых достигает 300 м, сложены известняками и доломитами с фораминиферами девона, раннего карбона, башкирского и московского веков, стратиграфически конденсированными пелагическими кремнистыми и карбонатными отложениями с конодонтами девона и карбона, песчаниками и аргиллитами с граптолитами силура и раннего девона. Встречены олистоплаки толеитовых базальтов с геохимическими характеристиками срединноокеанического хребта, а также океанических островов. Отмечены глыбы серпентинитов. Многие глыбы имеют раннепалеозойский возраст, но наряду с ними встречаются также блоки песчаников и конгломератов с фораминиферами ассельского века, а также обломки гранитов (Лыточкин и др., 1993; Ненахов, Иванников и др., 1992; Пай, 1991).

Образование микститов В.С. Буртман связывает с гравитационными явлениями в условиях континентального склона. По его представлению, они вначале образовались в виде олистостромы. В даль-

нейшем олистостромы перекрывались офиолитовыми шарьяжами и подвергались тектонической обработке, и гравитационное месиво превратилось в тектонит. Однако то обстоятельство, что матриком микститов являются силурийские сланцы, которые по возрасту являются более древними образованиями, чем большинство блоков и глыб, свидетельствуют в основном о тектонической природе этих микститов. Наличие в обломочной части микститов наряду с другими породами и глыб гранитов и конгломератов ассельского возраста позволяет связывать их происхождение с коллизионными процессами герцинского тектогенеза.

Микститы, распространённые на северном склоне Туркестанского и Алайского хребтов, связаны с шарьяжами, идущими с севера на юг (в современных координатах), а микститы на южном склоне названных хребтов связаны с шарьяжами, направленными с юга на север. Те и другие содержат фрагменты офиолитовых комплексов. По-видимому, северные микститы связаны с закрытием Туркестанского палеоокеана, а южные – с закрытием Ягнобского.

3.3.2.2. Интрузивные комплексы

3.3.2.2.1. Комплексы в каледонидах

Раннеордовикский гранитоидный комплекс (М.Д. Гесь, С.Е. Сабельников)

После завершения коллизионной амальгамации фрагментов микроконтинентальных (Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент), палеоокеанических и островодужно-краевоморских структур в начале раннего ордовика все они были прорваны многочисленными интрузивами гранитоидов, представленными серией крупных (Северо-Терской, Долонатинский, Тасакеминский, Алмалинский и др.) и мелких массивов. Судя по информативным петрогеохимическим параметрам и минералогическому составу, среди них развиты гранитоиды S- и I- типов с преобладанием первого, коллизионного.

Их предпоздне (средне)-аренигский возраст аргументируется тем, что они прорывают палеонтологически обоснованные кембрийско-тремадокские толщи всех комплексов супертеррейна и покрываются среднеаренигско-среднеордовикскими отложениями неоавтохтона. Многочисленные данные геохронометрических определений возраста по Pb/Pb и U/Pb изотопным отношениям в цирконах (Киселев, 1999; и др.) подтверждают раннеордовикское время внедрения «сшивающих» гранитоидов: по ним рассчитан изохронный возраст в 476 ± 5 млн. лет.

Массивы рассматриваемых гранитоидов имеют форму автохтонных куполов, совпадающих с антиформными структурами, и крупных погружающихся к югу плитообразных тел, внедрявшихся обычно вдоль тектонических границ микроконтинентального и островодужно-краевоморского террейнов. Они сопровождаются серией мелких и средних штоков.

В строении этих массивов преобладают гранодиориты, постепенно сменяющиеся кварцевыми монцонитами, тоналитами, кварцевыми диоритами или адамеллитами и гранитами в заметной зависимости от состава вмещающих пород. Анализ вещественного состава «сшивающих» гранитоидов этого комплекса, имеющих значение для геодинамической интерпретации на основе сравнения их с известными генетическими I-типом и S-типом гранитоидов по критериям, обоснованным Б. Чепелом, А. Уайтом, У. Питчером и др., показывает, что более половины этих пород относится к I-типу и лишь 36% принадлежит S-типу. То есть формально трудно идентифицировать их связь с обстановками активной континентальной окраины, или коллизионной. Однако, рассматривая в сумме многие характеристики вещественного состава этих пород вместе с их строением, временем образования и структурным положением, приходим к выводу о связи их формирования с коллизией каледонского типа. Коллизионное происхождение этих гранитоидов подтверждается и спектром распределения содержаний редкоземельных и некоторых редких элементов на известной спайдер-диаграмме Дж. Пирса (рис.3.33).

В качестве индикаторных интрузивных комплексов Северо-Тянь-Шаньской системы, рассматриваются ирдыкский, долонатинский, тасакеминский, алмалинский интрузивные комплексы. Названные интрузивные комплексы соответствуют гранито-гнейсовым куполам (Боконбаев и др., 1989) и представляют собой структурно-вещественные комплексы генетически родственных гранитоидов с их магматито-гнейсовым обрамлением. Массивы этих комплексов образуют практически непрерывные цепи выходов, тяготеющих к приводораздельным частям хр. Кунгей- и Терской-Ала-Тоо и широко распространены в Кыргызском хребте. Общая площадь выходов этих комплексов составляет более 2500 кв.

км. К долонатинскому комплексу принадлежат Долонатинский, Дюрексуйский, Иссыкатынский, Чолпонатынский, Восточнокунгейский и Северокунгейский массивы. К ирдыкскому комплексу принадлежат помимо одноименного, Тамгинский, Джаргылчакский, Тонский, Улахольский, Сарыкский и др. массивы.

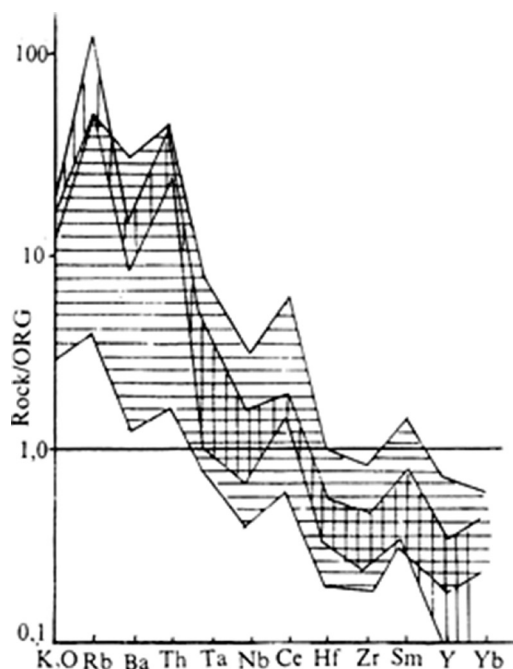


Рис. 3.33. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в постамальгамационных (коллизийных) гранитодных комплексах, «шивающих» Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терсейский супертеррейн, и в типовых представителях гранитоидов коллизийной геодинамической обстановки (Pearce et al., 1974):

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизийных гранитоидах. Горизонтальная штриховка – постамальгамационные комплексы кварцевых монцитов-гранодиоритов (O_1 алмалинский, тонский, долонатинский, ирдыкский и др.)

Тасакеминский комплекс сложен рядом массивов в хр. Кунгей-Ала-Тоо, Заилийском и Кыргызском: Тасакеминский, Чонкеминский, Долпранский, Кашкаджольский, Южночолпонатынский, Атамкульский, Боординский, Аспаринский, Северокарабулакский.

Алмалинский монцит-гранодиоритовый комплекс, распространенный в западной части Кыргызского хребта, объединяет ряд массивов: Алмалинский, Каиндинский, Сулуторский, Чачойский, а также группу штоков и даек в Сусамырском хребте. Из названных наиболее полно нами изучены тасакеминский, ирдыкский и долонатинский комплексы. Они сложены широким рядом пород: габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, массивными и гнейсовидными порфиroidными гранодиоритами, тоналитами, порфиroidными адамеллитами, гранодиоритами, гранитами. Наиболее ранние образования этих структурно-вещественных комплексов представлены пестрым рядом пород от ортоамфиболитов (реститы амфиболового габбро) и параамфиболитов до эндербитоидов (гиперстенсодержащих диоритов). Столь пестрый ряд петроструктурных разновидностей этой серии пород обусловлен образованием их по пара- и ортопородам субстрата, происходившим, судя по наличию критического парагенезиса (гиперстен-диопсид-андезин) в граничных условиях гранулитовой фации. Эти петроструктурные разновидности слагают ксенолиты в породах основного поля. Массивные равномернозернистые и порфиroidные петроструктурные разновидности пород имеют наибольшее распространение. Гнейсовидные разновидности распространены локально, обычно тяготея к краевым частям массивов. Диоритоиды обычно слагают изолированные выходы и ксенолиты разного размера среди гранитоидов. Крупные ксенолиты обычно группируются в поля, где суммарная площадь их выходов достигает 50 и более процентов (правый портал долины р.Барскаун). Конфигурация ксенолитов весьма сложная, а сами ксенолиты в периферийных своих частях пронизаны густой и сложной сетью прожилок мелкозернистых гранитов с непараллельным ограничением и тупиковым окончанием – ха-

рактными морфологическими признаками «съедания» субстрата рамы или интродуирования в хрупко-пластичный субстрат.

Контакты диоритов, кварцевых диоритов и монцодиоритов с прорывающими их гранитоидами имеют все признаки термостатирования низкого термоградиента. В эндоконтакте отсутствуют структурные преобразования, а в экзоконтакте какие-либо признаки ороговикования. Однако на контакте достаточно часты признаки биметасоматического взаимодействия диоритоидов с гранитоидами. Характер контактов позволяет достаточно уверенно определить взаимоотношения диоритоидов и гранитоидов комплекса как внедрение «горячее в горячее», что возможно при близкоодновременном формировании пород и их залегании *in situ*. Данные по распределению петроструктурных разновидностей ирдыкского комплекса (Боконбаев и др., 1989) позволяют полагать, что в пределах хр. Терскей-Ала-Тоо комплекс слагает удлиненную в широтном направлении пластину, достаточно явно погружающуюся на юг и неотчетливо – на запад. В пределах Кунгейского хребта такую же пластину, удлиненную в широтном направлении и погружающуюся в южном направлении, слагают выходы долон-атинского комплекса. С такой моделью хорошо согласуются и данные геофизики, устанавливающей наличие плотных масс под обоими хребтами.

Средний химический состав пород комплексов отвечает кислым, мезократовым породам калиево-натриевой серии, известково-щелочного ряда, весьма глиноземистым. В разрезе генерализованной петрогенетической колонки: гнейс-гранитоиды в автохтонном и параавтохтонном залегании – граниты в аллохтонном залегании, средние составы закономерно эволюционируют от средних по кремнекислотности калий-натриевых умеренно глиноземистых (гнейсы) до кислых калиевых, высоко глиноземистых (граниты в аллохтонном залегании) пород.

Постамальгамационные (коллизионные) «сшивающие» гранит-гранодиоритовые комплексы

Интрузивные комплексы позднего ордовика (Чичкано-Колбинский, Суусамырский, Джумгалский, Каракольский, Западно-Кунгейский, Заилийский и др. массивы) и силура (Джиналачский, Алмалинский, Кастекский и др.) образуют в Северном Тянь-Шане крупные удлиненные в широтном направлении массивы и небольшие штоки (рис. 3.32).

Одни из этих массивов представляют собой плоские моноклинально наклоненные тела с пологой кровлей, другие – в виде куполов и валов – приурочены к обширным антиформным структурам Тянь-Шаньского супертеррейна. «Сшивающая» роль рассматриваемых гранитоидов выражается в их внедрении практически во все образования супертеррейна, включая и верхнеордовикскую молассу. В свою очередь они секутся интрузивами силурийских гранитов и покрываются вместе с ними девонскими отложениями. Геохронометрический возраст этих гранитоидов по U-Pb изохронному датированию по циркону соответствует сходящимся цифрам от 442 ± 5 до 454 ± 3 млн. лет (поздний ордовик) (Киселев, 1999).

По последним данным, рассматриваемый верхнеордовикский гранитоидный комплекс сформировался в две стадии. В составе его пород преобладают гранодиориты, граниты и адамеллиты первой стадии, связанные между собой постепенными переходами и нередко окаймляющиеся эндоконтактовыми зонами диоритов. Относительно более поздние внедрения второй стадии представлены небольшими телами среднезернистых гранитов и лейкогранитов.

Петрохимический анализ этих гранитоидов в соответствии с необходимыми коэффициентами показывает принадлежность большинства образований комплекса к S-типу гранитов, меньше – к I-типу, каледонскому подтипу, что характерно для гранитоидов, индицирующих коллизионные процессы. Спектр распределения редкоземельных и некоторых редких элементов на спайдер-диаграмме Дж. Пирса также подтверждает этот вывод (рис. 3.34).

Гранитообразование силурийского времени завершает формирование Тянь-Шаньского каледонского супертеррейна. Интрузивы гранитов этого возраста распространены в Северном Тянь-Шане, главным образом в тех местах, что и гранитоиды предшествующего комплекса. Они представлены различными по величине и форме телами лейкогранитов, аляскитов и щелочных гранитов, имеющих между собой постепенные переходы. Их изохронный возраст, определенный U-Pb методом по циркону, соответствует 420 ± 10 млн. лет (Киселев, 1999), а по K-Ar-отношению в биотитах время внедрения гранитов колеблется от 440 до 405 млн. лет.

Особенности химического и минерального состава индицируют принадлежность силурийских гранитов как к S-типу, так и к I-типу, каледонскому подтипу гранитов. Вместе с тем значительное обо-

гашение рассматриваемых гранитов щелочами приближает их к А-типу. Спектр распределения редкоземельных и некоторых редких элементов в этих породах, нанесенный на спайдер-диаграмму Дж. Пирса, близок к таковому для типовых коллизионных гранитоидов. Таким образом, силурийские граниты в Северном Тянь-Шане по геологическим и минералого-петрографическим характеристикам могут интерпретироваться как коллизионные (постамальгамационные). Наряду с этим наличие признаков гранитов А-типа, свойственное уже внутриплитным обстановкам, свидетельствует о явлениях синколлизииного растяжения.

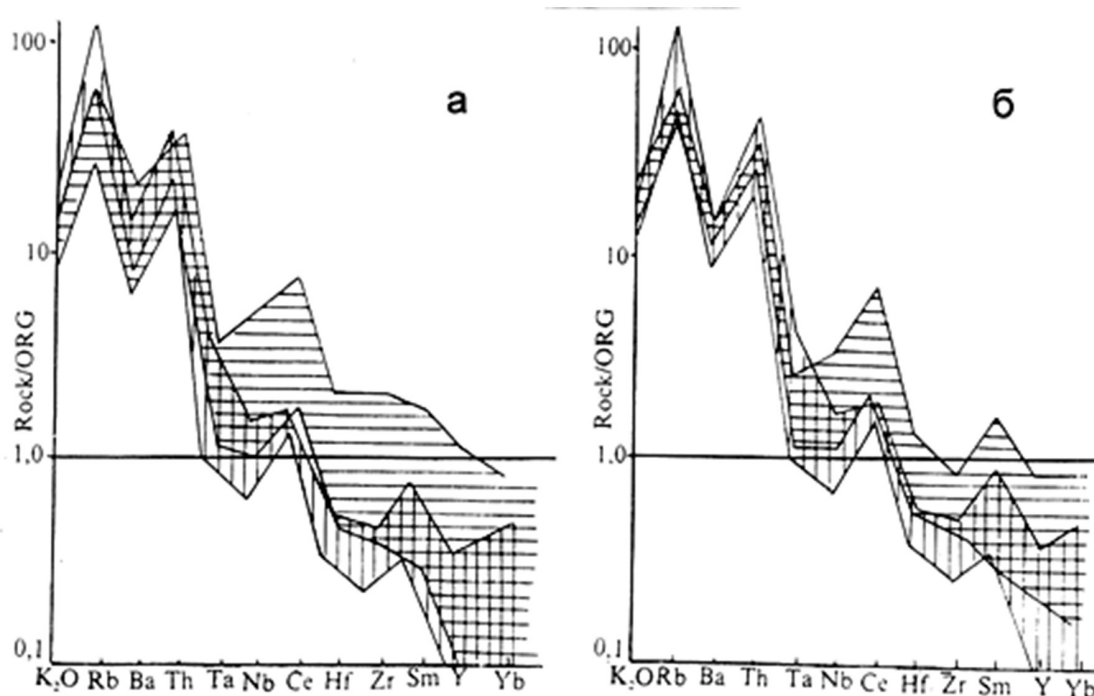


Рис. 3.34. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в постамальгамационных (коллизионных) гранитоидных комплексах, «сшивающих» позднекаледонский Тянь-Шаньский супертеррейн в типовых представителях гранитоидов коллизионной геодинамической обстановки, по (Pearce et. al., 1974):

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизионных гранитоидах. Горизонтальная штриховка – постамальгамационные комплексы: а – гранитов-гранодиоритов (O_3 , суусамырский и др.), б – гранитов (S, джаналачский и др.).

3.3.2.2.2. Комплексы в герцинидах

Гранит-гранодиоритовый комплекс Южно-Тянь-Шаньского коллизионного пояса (P1): кичикалайский, туркестанский (С.Е. Сабельников)

[Эти комплексы выше описаны в качестве А-субдукционных образований. Выбор правильности версии оставляем читателю.]

В кичикалайский комплекс входит свыше 50 плутонов в Туркестано-Алайском секторе. Площади тел варьируют от первых кв. км до 250 кв. км (Кичикалайский массив). В составе крупных массивов выделяются две интрузивные фазы, мелкие тела обладают, как правило, более простым однородным строением.

1-я фаза сложена гаммой пород от габбро через диориты и монцодиориты до гранодиоритов. Эта совокупность пород участвует в строении подавляющего большинства массивов.

2-я фаза – гранодиориты и граниты. Они слагают однофазные массивы преимущественно в восточной части сектора (восточнее меридиана р. Исфайрам-Шихимардан).

По форме интрузии кичикалайского комплекса представляют собой штоки или вытянутые (Караказыкский массив) дайкообразные тела с секущими контактами по отношению к вмещающим породам. Интрузии расположены в ядрах антиклинальных складок или приурочены к сопряжениям региональных тектонических нарушений.

Интрузии комплекса сопровождаются отчетливо проявленным контактовым метасоматизмом. Терригенные породы преобразованы в биотитовые роговики и биотитовые сланцы. Карбонатные отложения мраморизованы, превращены в скарны. Ореол контактово-метаморфизованных пород, особенно в местах пологого падения контактовых поверхностей, отличается значительной шириной.

Массивы туркестанского комплекса также имеют двухфазное строение. Породы 1-й фазы представлены порфиroidными гранитами и адамеллитами, связанными между собой постепенными переходами. 2-я фаза сложена лейкократовыми и аплитовидными гранитами. Наиболее крупные массивы – Ляйлякский (100 кв.км), Джинтыкский (90 кв.км), Каравшинский (25 кв.км) – имеют грубо пластообразную, субсогласную с вмещающими метаморфизованными сланцами форму. Сложены преимущественно породами первой фазы, магматиты второй фазы занимают в них не более 20% площади плутонов.

Мелкозернистые, часто турмалиновые граниты полностью слагают Актерекский (7-8 кв.км) и большую часть Кульпского (24 кв. км) массивов, расположенных в верховьях р. Сох. Строго говоря, это не единые магматические тела, а совокупность множества дайкообразных тел шириной от первых метров до нескольких сотен метров протяженностью до первых километров.

Ассоциация акцессорных минералов в породах обоих комплексов позволяет достаточно уверенно говорить о том, что в данный СВК объединены магматиты разной формационной принадлежности и уровней магмогенерации. «Стандартная» для большинства гранитоидных комплексов сфен-ортит-магнетитовая ассоциация дополняется ильменитом и рутилом, вместо пирита появляется пирротин.

По типу щелочности все породы (кичикалайского комплекса) попадают в калиево-натриевое поле и в подавляющем большинстве характеризуются примерно равными содержаниями щелочей.

Геохимическую характеристику породам Туркестанского комплекса дать довольно трудно, поскольку они характеризуются окологларковыми содержаниями практически всех элементов. С ростом кремнекислотности отмечается увеличение содержаний некогерентных элементов (Li, Rb, Ba, Zn). Пожалуй, единственной особенностью магматитов всех фаз является повышенное содержание олова. Но это характерно не только для данного СВК, но и вообще для всех магматитов Южного Тянь-Шаня и может рассматриваться как региональная характеристическая особенность.

Радиологические данные для образований как кичикалайского, так и туркестанского комплексов дают большой разброс цифр.

В свое время для кичикалайского комплекса возраст определялся как среднекаменноугольный, а для туркестанского – позднекаменноугольный (Додонова и др., 1966). Для последнего это подтверждается и находкой галек гранитов в конгломератах нижней перми (Шадгинев, Старшинин, 1969).

3.3.2.3. Метаморфические комплексы

Комплексы в аледонидах

Зеленосланцевый метаморфизм коллизионного этапа широко развит в пределах области раннепалеозойской аккреции. Сюда мы относим следующие поля и зоны зеленосланцевых преобразований. Метаморфические минеральные образования являются везде одинаковыми и общими для всех выходов. В метапелитах они представалены ассоциацией: кв+хл+му, а в metabазитах – акт+аб+эп+кв. Всюду они сопровождаются образованием интенсивно сланцеватой текстуры.

В западной части Кыргызского хребта высокометаморфизованные образования Макбальского комплекса подвержены диафторезу, а покрывающие их раннепалеозойские толщи – прогрессивному метаморфизму фации зеленых сланцев. Массивные кварциты макбальской свиты в поле развития зеленосланцевого метаморфизма преобразованы в кварцитовые сланцы. Кристаллические сланцы нельдинской и карбонаты чымынсайской свит превращены в листоватые силикатные и карбонатные сланцы. Такую картину можно наблюдать по обоим бортам широтного колена долины р. Нельды, на правом борту среднего верхнего течения р. Ачик-Таш. Западнее они охватывают весь южный склон Кыргызского хребта и полностью площади урочищ Кан-Джайлоо и Уй-Джайлоо.

Зеленосланцевый метаморфизм развит узкой полосой по западной окраине Кара-Арчинской зоны, сложенной породами офиолитовой ассоциацией палеозадугового бассейна и охватывает эти образования. По-видимому, метаморфизм сопровождал шарьирование офиолитов.

Узкая полоса шириной 0,5–1,0 км зеленосланцевого метаморфизма откартирована по северной окраине Чон-Кеминской зоны, вдоль Кашка-Суу–Талгарского регионального разлома. Здесь метаморфизм охватывает магматические породы основного и среднего состава и терригенные толщи нижне- и среднеордовикского возрастов.

Широкое развитие зеленосланцевого метаморфизма наблюдается в северных предгорьях западной части Терской хребта, в районе гор Тегерек. Здесь он охватывает породы раннепалеозойской офиолитовой ассоциации и карбонатные толщи протерозоя.

Зеленосланцевый метаморфизм широко развит в осевой части востока Терской хребта, где полностью охватывает выходы толщ арасанской свиты нижнего палеозоя и прилегающих к ним образований.

Надо сказать, что область развития зеленосланцевого метаморфизма не ограничивается вышеописанными зонами. Во многих случаях они еще не обособлены от более древних образований и отнесены к древним метаморфическим событиям.

Комплексы в герцинидах

Тахталыкский метаморфический комплекс расположен в западной части Восточного сектора Срединного Тянь-Шаня в зоне сочленения Линии Николаева и Таласо-Ферганского разлома. С востока на запад комплекс испытывает сильнейшее суживание и ширина выхода сильно сужается. Тахталыкский метаморфический комплекс включает две метаморфические формации. Сюда входит древнейшая (раннепротерозойская) каргышская мигматитовая формация с мраморно-амфиболитовым субстратом и позднепротерозойско-раннепалеозойская мраморно-метапелитовая формация с андалузит-силлиманитовой зональностью. Последняя объединяет первично-осадочные венд-кембро-ордовикские образования, испытавшие метаморфизм в позднем палеозое (250 млн. лет, K-Ar-метод, по слюдам пегматитов, Т.А. Додонова). В позднем палеозое в пределах Срединного Тянь-Шаня господствовала коллизионная обстановка, сопровождающаяся мощным односторонне направленным к северу давлением, что привело к образованию сложнейших линейных складок, шарьяжей и надвигов. В этой обстановке развивался метаморфизм пород Тахталыкского комплекса (биотитовая изограда пересекает молассы башкирского яруса среднего карбона) и произошло внедрение гранитных массивов.

Каргышская формация слагает западную часть Тахталыкского комплекса и образована гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами и катаклазитами. В виде небольших линз и прослоев встречаются амфиболиты, биотитовые и биотит-амфиболовые станцы, мраморы, кварциты. Для каргышской толщи характерны следующие минеральные ассоциации: кв+му+би+пл+кпш; рог+би+скап+пл; ка+скап+би (Сагындыков, 1964), что в целом соответствует амфиболитовой фации. Каргышская формация трансгрессивно перекрывается толщами позднего протерозоя, испытавшими зональный метаморфизм совместно с вышележащими палеозойскими отложениями.

Андалузит-силлиманитовый зональный метаморфизм приурочен в основном к важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. В метапелитах установлены следующие минеральные ассоциации:

би + му + хл + кв;

би + му + хл + анд + кв;

гр + би + му + анд + кв;

гр + би + му + анд + ставр + пл + кв;

гр + би + ставр + корд + пл + кв;

гр + би + ставр + корд + силл (фибр).

Первая ассоциация соответствует фации зеленых сланцев, остальные – эпидот-амфиболитовой фации. В породах широко развиты вторичные минералы как ретроградного характера (хлорит по биотиту и гранату), так и прогрессивного характера (фибролит по гранату, биотиту, андалузиту). В западной части комплекса, где деформационные структуры его сильно сужаются, воздымаются и становятся крайне напряженными, в пегматитовых жилах кристаллы мусковита становятся очень крупными, и К.С. Сагындыков отмечает появление дистена.

Зональный метаморфический комплекс Нарынтоо расположен в южной окраине Срединного Тянь-Шаня, в восточной части хр. Нарынтоо, протягиваясь вдоль Атбаши-Иныльчекского разлома на 50 км при ширине до 5 км. Он исследован недостаточно детально. Метаморфизму подвержены породы среднего-верхнего девона и нижнего карбона, а зоны метаморфизма секутся контурами гранитного интрузива позднего палеозоя. В породах установлены: 1) ка+серп+му; 2) ка+му+би+кв+трем; 3) кв+би+му; 4) кв+пл+би+му+корд; 5) кв+пл+кпш+би+рог+эп. Ассоциация 1 соответствует фации зеленых сланцев, 2–5 – эпидот-амфиболитовой фации. Наличие кордиерита и отсутствие ставролита, возможно, свидетельствуют об очень низких давлениях при метаморфизме. По-видимому, комплекс относится к андалузит-силлиманитовой фациальной серии метаморфизма.

3.4. КОМПЛЕКСЫ ТАФРОГЕНЕЗА

[Под тафрогенами подразумеваются грабены специфических разновидностей рифтов. Тафрогенез по характеристике В. Е. Хаина (Хаин, Ломизе, 2005) – это релаксация напряжений тектонического сжатия, возникшего при коллизии континентов, коллапс коллизионных орогенов, когда тангенциальное сжатие, утолщение и изостатическое поднятие земной коры сменяется растяжением, утонением и опусканием земной коры. Это гравитационное расползание орогена. Теоретической основой возникновения тафрогенного режима, согласно мнению вышеназванных авторов служат три установленные сейсмотомографией факта. 1) поддвиг края одной из столкнувшейся литосферной плиты под другую на глубину 100–200 км, как например, в Альпах и вынос глубинных коэсит и микроалмазсодержащих метаморфических пород на поверхность Земли; 2) отрыв нижней части слэба, субдуцировавшей литосферной плиты при образовании орогена. Допускается, что через места отрыва проникает нагретая астеносферная масса, которая приводит к появлению мантийного диапира, разогреву и частичному плавлению утолщенной континентальной коры, её расползанию и развитию коро-мантийного магматизма; 3) отрыв нижнекоровых корней, вероятно, испытавших эклогитизацию.

Все три случая предполагают механическую мобилизацию астеносферного материала, его внедрение в кору, подвергая ее нагреванию и расползанию и даже плавлению, образованию коро-мантийной смеси.

В противоположность континентальному рифтогенезу, который в результате своего развития приводит к разрыву, раскрытию континентальной плиты и появлению океанского бассейна, тафрогенез в своём развитии влечет спаивание и интеграцию столкнувшихся плит, становление новой континентальной плиты. Он является переходным от обстановки коллизии континентов к внутриплитной обстановке, служит подготовительным этапом становления новой континентальной плиты и пространственно располагается в пределах будущей континентальной плиты, комплексы его носят признаки внутриплитной, но еще неконсолидированной, неустойчивой обстановки.

Таким образом, тафрогенез представляет собой совершенно самостоятельное, специфическое геологическое явление, характеризующееся особым набором геологических комплексов. Как для эпикаледонского, так и эпигерцинского тафрогенеза в Тянь-Шане характерно развитие на фоне общего поднятия региона небольших размеров рифтовых впадин, где накапливались в основном континентальные молассоидные осадки, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи и происходило внедрение малых интрузий. Для магматизма характерен чрезвычайно пестрый (основной, кислый, щелочной, вплоть до карбонатитов) состав с явным преобладанием щелочных разновидностей. Тафрогенез характеризуется богатой металлогенией. Поэтому мы решили выделить тафрогенез наряду с другими геологическими явлениями (рифтогенезом, субдукционными и коллизионными процессами).

Комплексы тафрогенеза на территории Тянь-Шаня выделяются впервые. Ранее они были идентифицированы как комплексы активных окраин Кыргызского континента, комплексы постколлизионного рифтогенеза или внутриплитной обстановки. В позднепротерозойско-палеозойском мегаэтапе выделяются два уровня тафрогенеза: эпикаледонский ранне-среднедевонский и эпигерцинский пермо-раннетриасовый. Первый из них развит только на территории каледонид, образуя начальный этап развития Кыргызского континента. Комплексы его представлены вулканоплутоническими сериями девона и развиты на территории Северного и Среднего Тянь-Шаня. Эпигерцинский тафрогенез развит на всей территории Тянь-Шаня-1, континента, возникшего после герцинского тектогенеза, почти совпадая с контуром современного Тянь-Шаня.

3.4.1. Комплексы ранне-среднедевонского эпикаледонского тафрогенеза

Каледонский орогенез, сопровождавшийся тектоническим сжатием, завершился в позднем ордовике – раннем силуре. На обширной территории от границ Туркестанского океана с юга до Балхашского (Джунгаро-Балхашского) океана с севера возникает сводовое поднятие, отсутствует осадконакопление силура. В самой южной части Чаткальского хребта встречается нижний силур, представленный островодужными комплексами. В пределах Тахталыкской гряды в верхней части позднеордовикских моласс (каначуйская свита) допускается наличие нижнего силура. Затем силур появляется в Чу-Илийских горах Казахстана. Только в раннем – среднем девоне на всей территории Среднего и Северного Тянь-Шаня начинают распространяться тафрогенные, в основном вулканоплутонические комплексы, главная черта которых является коро-мантийная смесь, малые тела, пестрота состава, щелочная на-

правленность. На юге Кыргызского континента они имеют возраст преимущественно ранний девон–эйфельский ярус среднего девона, возраст пород северной части континента поднимается до позднего девона.

Осадочные комплексы (Р.А. Максумова)

[Осадочные комплексы эпикаледонского тафрогенеза развиты слабо. Они встречаются только в северной части Кыргызского палеоконтинента и представлены рифтогенными молассоидными образованиями.]

Красноцветная молассовая континентальная формация D_2

Первые относительно маломощные терригенные породные ассоциации появляются среди вулканических формаций раннего и среднего девона, расклинивая тела вулканогенных пород. В среднем девоне объём их резко увеличивается, образуя иногда тела до 3400 метров мощности (восточная часть Кыргызского хребта). Эти отложения объединены под названием каракольской (=туяжарской) свиты D_2 , которая распространена в пределах Чуйского и Восточно-Кыргызского эпикаледонских прогибов. Сложена свита красноцветными, реже серыми и зелёно-серыми полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками, глинистыми сланцами, редко – мергелями. Мощность её колеблется от 100 до 3400 м. Залегает с размывом на вулканогенных баркольской и альмерекской свитах нижнего и нижнего-среднего девона или на более древних образованиях докембрия и нижнего палеозоя и прорывающих их гранитоидах. Перекрывается в Аральском прогибе вулканитами C_1 , в Восточно-Кыргызском – красноцветной карбонатно-терригенной формацией D_3-C_1 . Мощность её сильно изменчива и колеблется от 40 до 2000 м. Среднедевонский возраст определяется находками флоры и спор.

Девонские вулcano-плутонические серии (М.Д. Гесь)

[Автор текста придерживается той точки зрения, что девонские вулcano-плутонический комплекс связаны с явлениями субдукции Туркестанской и Балхашской океанских литосфер, которые перманентно продолжались с раннего палеозоя. Однако предшествующее девону общее поднятие региона и последующее среднедевонско-раннекарбонное наступление тектонического покоя с накоплением терригенно-карбонатных осадков свидетельствуют об отсутствии субдукционных процессов. По-видимому, после завершения каледонского тектогенеза произошло приостановление субдукционных процессов и на промежутке времени от силура по началу среднего карбона развитие океанов шло в режиме простого расширения, окраины континента имели пассивный характер.

В связи с болезнью автора данного текста ответственным редактором было решено оставить текст в представленном варианте.]

В раннем девоне в связи с возобновлением спрединга в Туркестанском палеоокеане южная (в современных координатах) окраина стала активной: под неё происходила субдукция океанической плиты и формирование окраинно-континентального вулканического пояса. В это же время аналогичная субдукция происходила с северной и северо-восточной стороны Кыргызско-Казахского микроконтинента в связи с поглощением Жунгаро-Балхашского океанического бассейна. Таким образом, начиная с раннего девона упомянутый микроконтинент был с двух сторон окаймлен зонами субдукции, которые сопровождалась краевыми вулcano-плутоническими поясами андийского типа (Северный и Южный).

[Такой процесс на юге этой территории начинается с конца раннего карбона, серпуховского века, появлением вулканитов свиты уя в хребте Карджантау. Наибольшее развитие получает в среднем – позднем карбоне.]

Формировавшие их вулканиты нижнего–среднего (+позднего) девона относятся к известково-щелочной, субщелочной натрий-калиевой и частично щелочной петрохимическим сериям. Они наложены на мозаику различных предшествующих геодинамических комплексов, скученных при коллизии в конце раннего палеозоя и аккрегированных к южной части микроконтинента комплексов системы силурийской островной дуги. Видимая мощность девонских вулканитов колеблется от 500 до 1500 метров. Коэффициент эксплозивности варьирует от 60 до 70%.

Известково-щелочная серия дифференцирована на лавы андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, риолитов. В большем количестве присутствуют лавобрекчии и туфы. Для вулканитов характерна повышенная щелочность за счет более высокого содержания калия. Кроме того, в отдельных районах присутствуют лавы и туфы щелочных эффузивов (лейцитовые фонолиты, лейцититы,

трахитовые и лейцитовые трахитовые порфириды и туфы колбашинской свиты с Северном Тянь-Шане и анальцимовы базальты в Сары-Джаском районе Срединного Тянь-Шаня). По-видимому, их излияние связано с частым рифтогенезом в пределах активной континентальной окраины. Для рассматриваемых

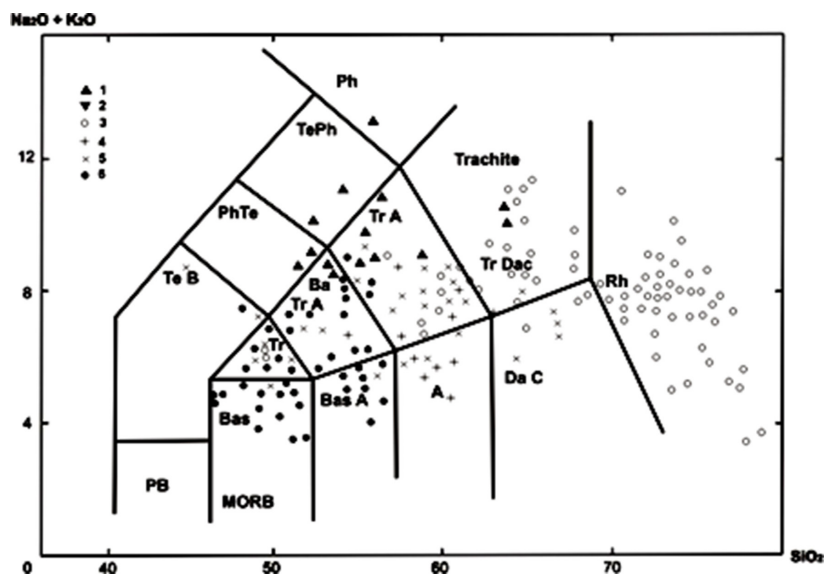


Рис. 3.35. Диаграмма TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – SiO_2) для девонских субдукционных вулканитов Северного и Срединного Тянь-Шаня – наложенной классификацией вулканических пород по Р. Ле Метру, Дж. Белини и др. 1–5 – точки составов вулканитов: 1 – баркольской и аральской свит; 2 – кастекской свиты, талдысуйского и кыртыбулгинского комплексов; 3 – коль-башинской свиты; 4 – арча-конушской свиты; 5 – чарканакской свиты. Поля составов: PB – пикрито-базальты, Bas – базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, BasA – базальтовые андезиты (андезито-базальты), A – андезиты, DaC – дациты, Rh – щелочные риолиты, риолиты. TrB – трахибазальты, BaTrA – базальтовые трахиандезиты, TrA – трахиандезиты, TrDac – трахидациты, Trachyte – трахиты, TeB – тефриты, базаниты; PhTe – фонотефриты, TePh – тефрофонолиты, Ph – фонолиты, Poid – фойдиты

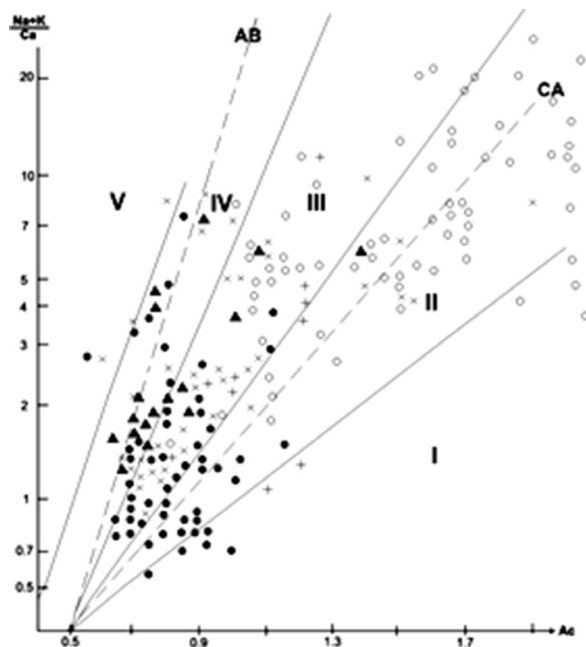


Рис. 3.36. Диаграмма $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ -Ac для петрохимической типизации вулканических серий девонских субдукционных вулканитов: I–V – поля щелочности и группы серий (в скобках) (по Бородину, 1987): I – известковое (низкокалиевое толеитовое), II – известково-щелочное (среднекалиевое и повышенно-калиевое), III – субщелочное (высококалиевое), IV – щелочное (базальтовое), V – щелочное (нефелин-фонолитовое); штриховая линия – главные тренды: CA – известково-щелочной, AB – щелочно-базальтовый. Условные обозначения – см. рис. 3.35.

комплексов характерны хорошо развитые вулканические аппараты центрального типа и малые гипаббисальные интрузии (габбро, монцониты, монцодиориты, гранодиориты и граниты).

Вулканизм активной континентальной окраины в Северном вулканическом поясе дискретно продолжался и в позднем девоне. В это время здесь происходили излияния лав и накопление туфов субщелочной (калиевой) кислой серии из вулканов центрального типа.

Субсинхронно вулканической деятельности в пределах Северного Тянь-Шаня происходило накопление полимиктовых, главным образом вулканомиктовых, континентальных красноцветных моласс, приуроченных к небольшим депрессиям, окаймляющим вулканы центрального типа.

Анализ петрохимических особенностей рассматриваемых вулканитов при помощи классификационной диаграммы Р. Ле Метра, Дж. Беллини и др., построенной на соотношениях $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и SiO_2 , уточняет принадлежность пород среднего – основного состава и их субщелочных аналогов, а также вулканитов кислого состава (рис. 3.35 и 3.36). Некоторые толщи (например, кольбашинская свита) по своему химическому составу имеют значительное отклонение в щелочную сторону. Все эти признаки характерны для вулканитов окраинно-континентальных вулканических поясов.

3.4.2. Комплексы пермо-раннетриасового эпигерцинского тафрогенеза

[Эпигерцинский тафрогенез наступает на территории всех трёх тектонических единиц Тянь-Шаня не одновременно. В пределах Северного Тянь-Шаня его признаки появляются в самом конце карбона – ранней перми. В Среднем Тянь-Шане раннепермские образования несут признаки переходного от коллизионных обстановок к тафрогенным. В Южном Тянь-Шане он накладывается на образования ранней перми. Несколько раньше рифтогенные условия, судя по магматизму, появляются в пределах Северного и Среднего Тянь-Шаня, позже – в пределах Южного.]

Осадочные комплексы (А. Бакиров)

Рифтогенные осадочные комплексы в пределах Северного и Среднего Тянь-Шаня на территории Кыргызстана не установлены. Однако некоторое представление о геологической обстановке того времени дает сведения об осадочных образованиях в соседних регионах. За пределами Кыргызстана в ряде мест выходят позднепермские образования. В Малом Каратау на отложениях верхнего карбона лежит толща глинистых и кремнистых известняков, красноцветных алевролитов, аргиллитов, гипсов и ангидритов с остатками ранней перми. Выше известняки исчезают, увеличивается количество красноцветных песчаников. В них содержится пыльца поздней перми. Нижняя часть отлагалась в морских условиях, а верхняя – в континентальных (каракырская, соркольская, тузкольская св., 1000 м) (Афоничев, Власов, 1984; Буртман, 2006).

На территории КНР, в горах Иренхабирга, континентальная моласса верхней перми – раннего триаса лежит несогласно на породах верхнего карбона. В горах Богдашан верхнепермские континентальные конгломераты и песчаники с горизонтами алевролитов и аргиллитов с остракодами и рыбами залегают согласно на морские нижнепермские отложения. Сейсмические профили через Джунгарскую впадину показали: распространение пермских отложений контролируется грабенами (Буртман, 2006). Здесь триасовые отложения представлены аллювиальными красноцветными кластитами.

В южной части Восточного Тянь-Шаня на территории КНР грубая моласса поздней перми несогласно залегает на палеозойские толщи. На них согласно лежат триасовые отложения, представленные грубообломочными породами, включающими валунные конгломераты (Буртман, 2006).

В пределах Южного Тянь-Шаня на территории Кыргызстана грубообломочные отложения поздней перми выходят в отдельных местах, где они резко несогласно залегают на все более ранние палеозойские образования региона, включая толщи нижней перми.

В Северной Фергане на глубоко эродированной поверхности пород разного возраста, наиболее молодые из которых относятся к ассельскому ярусу, а в гальке встречается фауна сакмарского возраста, лежат грубообломочные конгломераты, отчасти валунные. Верхняя часть разреза сложена озерными отложениями – песчаниками, алевролитами, мергелями, известняками с прослоями туфов (щелочного состава) и гипсов. По остаткам флоры возраст этих отложений определяется верхней пермью (Масумов, 1994; Буртман, 2006).

В Алайском хребте, его северных предгорьях, на Восточном Алае и Туркестанском хребте на образованиях разного возраста, включая верхний карбон, с угловым несогласием лежит красноцветная тол-

ща, представленная конгломератами (нередко валунными), конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками с прослоями туфов риолитового и дацитового состава (бегичи, кумбельская, тулейканская и др. свиты, 2000 м). В них содержатся пермская флора, а в гальке известняков из конгломератов встречается раннепермская фауна (Масумов, 1994; Стратифицированные и интрузивные образования, 1982; Буртман, 2006).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения часто тесно связаны с нижележащими коллизийными и субдукционными комплексами. В Чаткальском хребте и за пределами Кыргызстана в пределах хребтов Кураминского и Каржантоо, относящимся Узбекистану и Таджикистану, на вулканиды верхнего карбона налегают мощные (3000–4000 м) вулканогенно-осадочные отложения. Внизу разреза с резким стратиграфическим контактом залегают конгломераты, песчаники и алевролиты. Выше преобладают лавы и туфогенные породы. В нижней части вулканогенные породы имеют состав риолита, трахириолита, трахидацита (оясайская св.). Выше лежат трахиандезиты, трахибазальты, трахиты, шошониты и их туфы (шурабсайская св.). Далее вверх состав вулканитов становится более контрастным трахибазальт трахириолитовым (равашская св.). Верхнюю часть разреза слагают риолиты и трахириолиты (кызылнуринская св.). По петрохимическому составу большинство пород относятся к шошонит-латитовой серии (Далимов и др., 1998).

Отложения образовались в основном в континентальной обстановке. Но на двух уровнях имеются горизонты морских осадков с остатками фораминифер ассельского яруса. Однако палеофлористические данные делают возможным присутствие поздней перми и даже раннего триаса (Далимов и др., 1998; Масумов и др., 1978). Rb-Sr-изохронный возраст лав и комагматических интрузий находится в интервале 268–284 млн. лет (Волков и др., 1997; Рафиков, Мусаев, 1995), что соответствует нижней перми.

В большинстве случаев эти вулканиды выполняют грабены. Петрохимический состав пермских вулканитов подобен составу вулканитов кайнозойских грабенов Провинции бассейнов и хребтов (Ша-якубов и др., 1988).

В Присонкульском районе, Киргизском и Джумгалском хребтах выходят толщи туфоконгломератов и туфопесчаников с горизонтами лав и туфолав андезитобазальтов, андезитов, дацитов и риолитов (ашуколторская, килемчинская и другие свиты мощностью до 1500 м). Среди них встречаются прослойки песчаников и алевролитов, покровы трахиандезитов и мощные слои трахибазальтов. Эти толщи с угловым несогласием залегают на отложения с флорой верхнего карбона, сами содержат остатки флоры перми, а в Молдо-Тоо – ранней перми (Захаров, 1962; Масумов, 1994).

В хребтах Джамандаван и Байбиче на морских осадках ассельского яруса с небольшим угловым несогласием лежат полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты, песчаники, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфолавы андезитового и андезио-базальтового состава (учарчинская и др. свиты, 1000 м). В известняках нижней части этой толщи содержатся остатки фауны ассельского возраста (Стратифицированные и интрузивные образования, 1982).

Южнее, за пределами Кыргызстана, на территории КНР, в Келпинтаге, на окраине Таримского массива, среди углистых кластитов залегают щелочные базальты (300 м) с Ar-Ar-возрастом 278 млн. лет. Там же дайки основных пород имеют Ar-Ar-возраст 275–280, а Sm-Nd-возраст 259 млн. лет (Буртман, 2006).

В северной части Тянь-Шаня, в Заилийском и Кетменьском хребтах, на верхнем карбоне с угловым несогласием залегают толща вулканогенных и осадочных пород (баскайнарская, жалгызагашская, жылдыкаринская свиты, 1000 м). Она сложена внизу туфогенными конгломератами и песчаниками, выше – лавами и туфами базальтов, андезио-базальтов и андезитов, которые имеют щелочной и субщелочной уклон. Вверх по разрезу увеличивается роль туфолав и туфов, состав которых становится трахитовым, трахириолитовым, трахидацитовым. Верхняя часть разреза сложена красноцветными кластитами и трахиандезитами. В толще содержатся ископаемая флора и палинологические комплексы ранней и поздней перми (Бекжанов и др., 2000; Кашкаров и др., 1966; Чабдаров и др., 1971). Далее к востоку, в хребте Борохоро, в мощной толще вулканогенно-терригенных пород с пермской флорой (баскайнарская, жалгызагашская, малайсаринская свиты.) встречены горизонты трахилипаритовых туфов и лав. К северу, в Джунгарском хребте, в чуллакской св. известны маломощные слои туфов трахириолитового состава (Бекжанов и др., 2000).

В юго-западной части Тянь-Шаня, на территории Таджикистана, в Гиссарском хребте, на границах Гиссарского плутона позднекарбонно-пермского возраста (Буртман, 2006) с угловым несогласием залегают мощная вулканогенноосадочная толща (лючобская, ханакинская и др. свиты, 4000 м). Базаль-

ные слои сложены красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, выше – дацитами, риолитами, трахириолитами, трахиандезитами, их туфами. Верхняя половина разреза сложена красноцветными полимиктовыми кластитами с горизонтами туфопесчаников и туфолав преимущественно дацитового состава. Присутствуют андезит-базальты, трахиандезито-базальты. В этой части выделены два ритма с антидромной направленностью от кислых к более основным. В верхней части указывается наличие остатков флоры ранней перми. Однако на рис. 5.6 книги показано широкое развитие позднепермских вулканитов, залегающих на Гиссарском плутоне (Буртман, 2006). В этой же книге автор пишет, что состав вулканогенных пород, их большая мощность, свидетельствующих о высокой скорости накопления осадков, указывают на формирование этих образований в эпиконтинентальной рифтогенной обстановке.

Пермские вулcano-плутонические серии (М.Д. Гесъ)

Проявления пермского вулканизма присутствуют как в пределах южной активной окраины Кыргызско-Казахского микроконтинента (Срединный Тянь-Шань), где их распространение совпадает как со средне-позднекарбовым Бельтау-Кураминским вулcano-плутоническим поясом, так и на значительном удалении от него (Северный Тянь-Шань).

В Срединном Тянь-Шане эти образования распространены фрагментарно на южном склоне Чаткальского хребта, северо-восточной оконечности Кураминского хребта и в хр. Джамандаван-Тоо, где они заключены в грабенообразных структурах или местами слагают экструзивные вулканические аппараты. В грабенах вулканиты ассоциируют с красноцветной континентальной, местами мелководно-морской молассой, обычно подстилающей вулканиты. С вулканитами во времени и пространстве связаны комплексы малых интрузий, представленных мелкими штоками и дайками, сконцентрированными в протяженные зоны и поля. Вместе с вулканитами они образуют пермскую вулcano-плутоническую ассоциацию. Нижняя часть вулканогенной составляющей этой ассоциации (манакамская, шурабсайская и учарчинская свиты) объединяет вулканиты трахиандезит-дацитового комплекса, представленные последовательно дифференцированным рядом пород нормальной и повышенной щелочности – от андезитов до риолитов. Размещение точек составов вулканитов на упоминавшейся выше диаграмме TAS показывает, что среди них преобладают (до 60%) породы субщелочного ряда – трахиандезиты и трахидациты (рис. 3.37). Меньше (до 40%) распространены породы нормального ряда – андезит-базальты, андезиты, дациты, риолиты. Субсинхронные нижнепермским вулканитам дайковые пояса и мелкие штоки сложены дифференцированной серией гипабиссальных пород, по составу колеблющихся от диоритов до гранитов (чалман-сайский комплекс).

На диаграмме типизации петрохимических серий Л.С. Бородина (рис. 3.38) точки составов как вулканитов, так и пород дайкового комплекса располагаются на границе известково-щелочного и щелочного полей, то есть они принадлежат известково-щелочной повышенокалиевой серии.

Рассматриваемые вулканиты резко фациально изменчивы: в одних местах преобладают покровы лав и субвулканические тела, в других – лито- и кристаллокластические и агломератовые туфы, игнимбриды. Мощность разрезов комплекса достигает 1700 м.

По данным В.П. Коржаева и др. (1987), вулканическая деятельность в перми протекала в наземных условиях с образованием стратовулканов с диаметром основания 5–30 км. Она сопровождалась образованием частных рифтогенных структур. Эксплозивный индекс вулканитов 50–60.

Верхняя часть пермской вулcano-плутонической ассоциации объединяет вулканиты верхнепермского контрастного базальт-риолитового комплекса (равашская и кызылнуринская свиты) и диабаз-гранит-порфировый дайковый комплекс (акшамский комплекс), расположенный в северо-восточной оконечности Кураминского хребта и в юго-западной части Чаткальского хребта. Вулканиты с базальными конгломератами в основании с размывом залегают на среднекарбовых и нижнепермских вулканитах. Разрез рассматриваемой части пермской (верхнепермской) вулcano-плутонической ассоциации представлен покровами риолитов и базальтов, а также пачками их туфов и лавобрекчий. Мощность этих покровов и пачек колеблется от 200 до 400 м. С покровами лав ассоциируют субвулканические тела, сложенные аналогичными породами. Наиболее крупные субвулканические тела, образованные гранит-порфирами и риолит-порфирами, свойственны самой верхней части ассоциации (кызылнуринская свита). На диаграмме Л.С. Бородина (рис. 3.38) химические составы вулканитов и дайковых образований верхней части пермской вулcano-плутонической ассоциации Чаткальского региона образуют две обособленные группы: первая (базальты, долериты, диабазы) расположена на границе субщелочно-

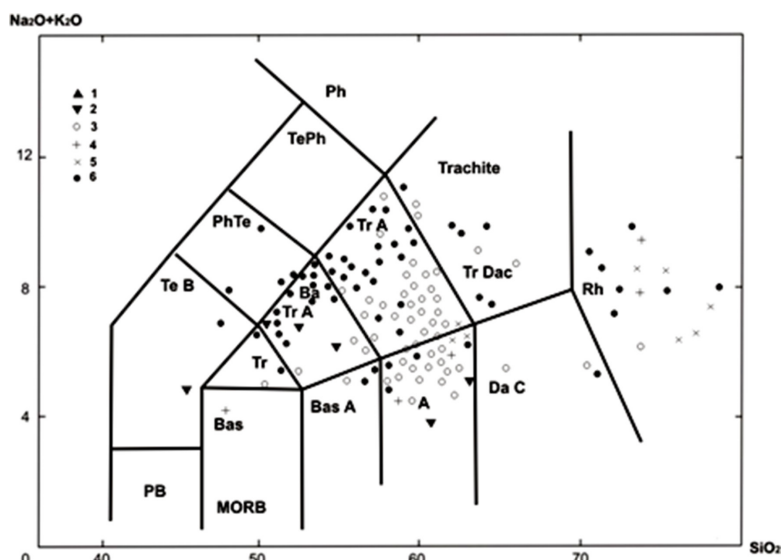


Рис. 3.37. Диаграмма TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – SiO_2) для верхнепалеозойских субдукционных вулканитов Северного и Срединного Тянь-Шаня (Кыргызско-Казахский микроконтинент) с наложенной классификацией вулканических пород по Р. Ле Метру, Дж. Пеллини и др., 1–6 – точки составов вулканитов свит: 1 – мин-булакской (C_2), 2 – тогуз-текинской (C_2), 3 – манакамской (P_1), 4 – равашской (P_2), 5 – кызылнуринской (P_2), 6 – ашукольторской, арчалинской, кок-сайской и каракичинского вулканоплутонического комплекса (P). Для вулканитов минбулакской, манакамской, равашской и кызылнуринской свит даются средние составы по типам пород. Остальные обозначения – на рис. 3.35

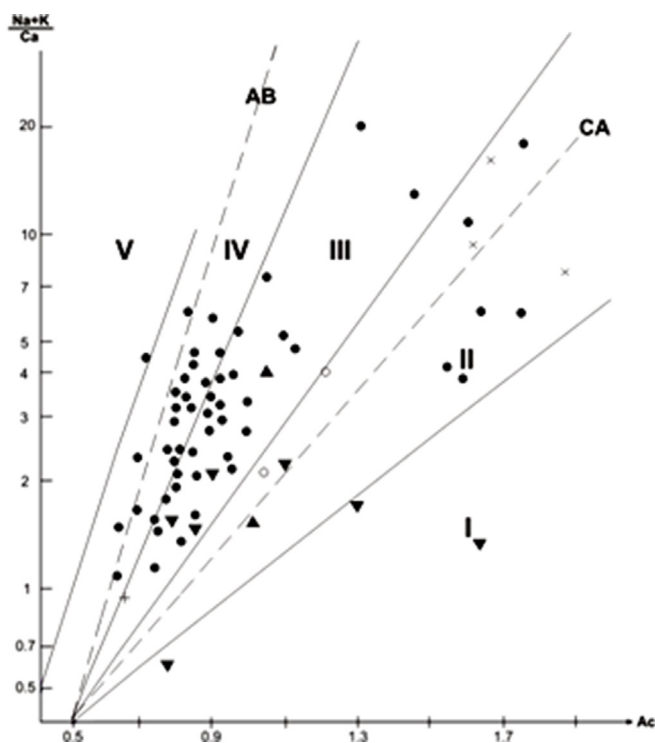


Рис.3.38. Диаграмма $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ –Ac с наложенной классификацией типовых петрохимических серий. Условные обозначения – рис. 3.36.

го и щелочного полей, тяготея к трахитовому и известково-щелочному трендам (щелочно-базальтовая петрохимическая серия); вторая (риолиты, гранит-порфиры) находится на границе известково-щелочного и субщелочного полей, склоняясь к известково-щелочному повышенно-калиевому тренду (известково-щелочная повышеннокалиевая петрохимическая серия). В совокупности, как было отмечено выше, рассматриваемые магматиты образуют сложную бимодальную серию.

В отличие от описанной выше пермской вулканоплутонической ассоциации, совпадающей с распространением средне-верхнекарбонных магматитов Бельтау-Кураминского пояса, пермские вул-

каниты, присутствующие севернее (в пределах Северного Тянь-Шаня), образуют ассоциацию, значительно удаленную от этого пояса, но предположительно обязанную своим происхождением тем же субдукционным процессам, что и вышеописанные.

Эта ассоциация распространена главным образом, в пределах Кыргызского хребта, западного окончания хр. Кунгей Ала-Тоо и в западном Присонкулье (ашукольторская и белетукинская свиты). Она залегает на терригенных отложениях среднего–верхнего карбона и более древних образованиях. В современной структуре ее фрагменты заключены в тектонических блоках. Однако можно реконструировать мульдообразные прогибы с рифтогенными ограничениями. Стратифицированная часть этой ассоциации объединяет чередующиеся покровы трахиандезитов, трахиандезито-базальтов, трахибазальтов, дацитов, риолитов, а также их туфобрекчий, туфов, туфоконгломератов. Мощность разрезов – от 150 до 200 м. В них преобладают покровы лав. Значительно распространены субвулканические дайки, силлы, крупные экструзивные тела, по составу близкие вулканитам.

На диаграмме TAS (рис. 3.37) породы рассматриваемой ассоциации попадают в поля субщелочных и щелочных разностей – трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, тефрибазальтов, фонотефритов, трахириолитов. На диаграмме Л.С. Бородина (рис. 3.38) точки составов основных и средних пород относятся примерно в равных количествах в поля субщелочной и щелочно-базальтовой серий, а кислые разности – в субщелочную (повышенно калиевую) серии.

Таким образом, образования пермских вулcano-плутонических ассоциаций Чаткало-Кураминского региона (на южной границе Кыргызско-Казахстанского микроконтинента) в общем наследуют пространственное расположение вулканитов среднеговерхнего карбона. При этом нижняя часть их разрезов здесь менее щелочная и дифференцированная, как и предшествующие вулканиты, то есть она продолжает развитие магматизма активной окраины андийского типа. Однако для верхней части пермской вулcano-плутонической ассоциации уже характерны некоторые особенности, обусловленные рифтогенезом. К ним относятся резкое преобладание вулканитов контрастной серии. Видимо, ещё раньше (уже в ранней перми) рифтогенез проявился в тыловой части вулcano-плутонического пояса (в Северном Тянь-Шане), где вулканическая ассоциация представлена породами щелочной и субщелочной серий. О рифтогенных условиях свидетельствуют также поля и пояса даек, внедрившиеся по зонам растяжения.

Таким образом, пермский магматизм на южной окраине Кыргызско-Казахского микроконтинента объединяет в себе некоторые черты, присущие магматизму как активной окраины андийского типа, так и континентального рифтогенеза, что характерно для континентальной окраины калифорнийского типа. На основе существующих вариантов объяснения причины проявления геодинамического режима калифорнийского типа предполагается (Гесь, Селиверстов, 1995), что при закрытии Туркестанского палеоокеана, столкновений Таримско-Алайского и Кыргызско-Казахского микроконтинентов в перми первый блокирует и разрушает зону субдукции. В эпизод блокирования этой зоны произошел разрыв субдуцирующей плиты. Это соответствует наложению во время коллизии на предшествующую обстановку андийского типа континентального рифтогенеза, то есть возникновение обстановки калифорнийского типа. Наиболее вероятным местом этого разрыва представляется разогретая область генерации магм под Бельтау-Кураминским вулcano-плутоническим поясом.

Заключительная магматическая деятельность в поздней перми–раннем триасе (?) дискретно проявилась в виде постколлизии интрузивных комплексов щелочной и щелочно-гранитной серий. Первая из них представлена полистадийными интрузивами (до 200 км²) или мелкими штоками и дайками, сложенными породами щелочного ряда: эссекситами, монцонитами, щелочными и нефелинами сиенитами, трахитами и граносиенитами. Щелочно-гранитная серия, завершающая магматическую деятельность в Тянь-Шаньском орогене, объединяет одно или двустадийные интрузивы (до 150 км²) и штоки, образованные лейкократовыми и щелочными гранитами, аляскитами и рапакивиподобными гранитами. По своим петрологическим особенностям интрузивы обеих серий относятся к А-типу. Их анорогенная (постколлизии) природа подтверждается отсутствием приуроченности к определенным складчатым структурам, распространением на большой территории, характеризовавшейся до этого различными геодинамическими обстановками, единым деформационным режимом (сдвиги и ороклины), сопровождающимся, судя по специфическим особенностям состава рассматриваемых серий, глубинной магмогенерацией. Все это характеризует общую для всего Тянь-Шаня внутриплитную геодинамику, эндогенный режим которой, вероятно, был обусловлен прохождением над горячей точкой или мантийным плюмом.

Интрузивные комплексы (С.Е. Сабельников)

[Интрузивные породы являются геологическими образованиями, наиболее ярко характеризующими геодинамическую обстановку.

Граниты в основном имеют нижнепермский возраст и по петрографическим особенностям, характеру распределения микроэлементов все или большинство из них относятся к коллизионным образованиям. Однако имеются граниты А-типа, которые по геодинамическим условиям внедрения считаются внутриплитными. Это небольшие тела лейкократовых и калишпатовых гранитных массивов (Керегеташский, Ачикташский, Джангартский комплекс с Rb-Sr возрастом 275 млн. лет). В зоне Нарат небольшое распространение имеют граниты, прорывающие пермскую молассу с U-Pb-возрастом 261 млн. лет (Буртман, 2006). В Кураминском хребте встречаются биотитовые, лейкократовые и аляскитовые граниты арашанского комплекса, прорывающие раннепермские вулканогенные отложения (Далимов и др., 1998).

В Ат-Башинском и Кок-Шаальском хребтах выходят небольшие тела лейкократовых и калишпатовых гранитоидов с Rb-Sr-возрастом в интервале 275–266 млн. лет и U-Pb-возрастом цирконов в интервале 282–279 млн. лет. Они относятся к А-типу и на диаграммах Nb-Y и Rb-(Nb+Y) расположены в поле внутриплитных гранитов (Бискэ, Конопелько, 2003; Бискэ и др., 1996).

Щелочные и субщелочные гранитоиды. В пределах Северного Тянь-Шаня, в Кастекском хребте, распространены монцониты (I фаза), сиениты и граниты (II фаза), имеющие позднепермский K-Ar-возраст. В Кетменьском хребте массивы щелочного габбро, монцонитов, сиенито-диоритов, сиенитов, граносиенитов прорывают нижнепермские отложения (Бекжанов и др., 2000). В Таласском хребте выходят сиениты, щелочные сиениты, трахиты (курганский комплекс), которые формировались в шесть фаз. В Суусамырском, Джумгалском и Кыргызском хребтах выходят щелочные массивы (ортотокойский и кок-мойнокский комплексы), сформированные в четыре фазы: сиениты и нефелиновые сиениты (I и II фазы), монцониты и сиенито-диориты (III фаза) и граносиениты (IV фаза). Эти интрузивы прорывают раннепермские отложения (Стратифицированные и интрузивные образования, 1982).

В Кураминском вулканическом районе в ассоциации с вулканитами, прорывая их, встречаются интрузии субщелочных и щелочных пород. Они имеют одинаковый состав. Среди интрузий преобладают многофазные монцониты и сиениты (бабайобский, акшамский, ирисуйский и др. комплексы) раннепермского возраста (Бекжанов и др., 2000; Далимов и др., 1998; Стратифицированные и интрузивные образования, 1982).

В хребтах Тахталык и Акшыйрак-западный щелочные породы: эссекситы и монцониты (I фаза) и сиениты (II фаза) шаматорского комплекса прорывают отложения верхнего карбона. K-Ar-возраст соответствует поздней перми (Стратифицированные и интрузивные образования, 1982).

В Алайском и Туркестанском хребтах выходят многочисленные интрузии щелочных и субщелочных пород. Они сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами, карбонатитами, граносиенитами, щелочными гранитами (алайский, матчайский и др. комплексы). На диаграмме Rb - Hf - Ta фигуративные точки анализов пород матчайского комплекса расположились в поле коллизионных подкоровых гранитов(?). Они прорывают все палеозойские породы, включая конгломераты и песчаники нижней перми, а K-Ar возраст сиенитов соответствует перми и раннему триасу (Иванников и др., 1990; Ненахов, Иванников и др., 1992).

В хребтах Ат-Баши и Кок-Шаал распространены интрузии эссекситов, монцонитов, шонкинитов, сиенитов, карбонатитов и гранитов-рапакиви. В Ат-Башинском хребте суртекинский комплекс щелочных пород прорывает отложения позднего карбона – ранней перми.

Дайки щелочных базальтов и трубки взрыва распространены в Алайском хребте, а также за пределами Кыргызстана, в Северном Букантау, Нуратау, Гиссарском и Зеравшанском хребтах и на северной окраине Тарима. Особенно широкое развитие имеют дайки, образующие широкие пояса, в Чаткальском хребте. Они прорывают все палеозойские породы, и по K-Ar-возрасту соответствуют поздней перми – триасу. Внедрение их связано с процессами рифтогенеза (Мушкин, 1979; Li et al, 1997)].

Гранит-лейкогранитовые комплексы (С.Е. Сабельников)

Наиболее типичным представителем этой формации в Южном Тянь-Шане является Иньльчекский комплекс, располагающийся в пределах раннегерцинской зоны, отграниченной от Срединного Тянь-Шаня с севера Атбаши-Иньльчекским глубинным разломом.

Ранее Иныльчекский комплекс относился к Кокшаальскому (Стратифицированные..., 1982) или «верхнекарбон-пермскому интрузивному комплексу» (Байбулатов и др., 1973), объединявшим 21 массив в пределах Иныльчекской, Аксайской и Кокшаальской складчатых зон Фергано-Кокшаальской системы Южного Тянь-Шаня.

Выявлена зональность строения магматических комплексов этого района, связанная с разновозрастностью герцинид Южного Тянь-Шаня, особенностью геотектонических позиций, обусловивших их петрогеохимические отличия, глубину становления, рудоносность и генетическую самостоятельность. (Сабельников, 1983, 1984; Соломович, 1990, 1997).

Иныльчекский комплекс сформировался в течение трех интрузивных фаз, первая из которых представлена гранодиоритами, кварцевыми диоритами и адамеллитами, образующими ксенолитовые тела и мелкие штоки в интрузивах последующих фаз.

Вторая фаза представлена крупно-среднезернистыми порфировидными биотит-микроклиновыми гранитами, слагающими Майдаадырский и Ташкоринский массивы штокообразной, эллипсоидальной формы площадью 6–8 км², образующими многочисленные апофизы во вмещающие песчано-сланцевые и известковые толщи С₂м.

Породы третьей, заключительной фазы, комплекса составляют более 60% его площади. Среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами этой фазы сложены Иныльчекский, Суходольский, Комсомольский, Аджайяуский массивы, представляющие собой межпластовые интрузии гипабиссального типа.

Типоморфный набор акцессорных минералов гранитов комплекса весьма широк: циркон, ильменит, магнетит, апатит, ортит, сфен, монацит и др., что не позволяет отнести их ни к S-, ни I-типу. По данным D. Konopelko, G. Biske et al. (2007), все граниты Кок-Шаальского хребта относятся к A-типу.

Rb-Sr-изохрон по гранитам комплекса дает цифру 269±8 млн. лет (Solomovich, Trifonov, 2002).

K-Ar- датировки по породам первой фазы: 300–326 млн.лет, второй фазы: 308–318 млн. лет, третьей фазы: – 270–208 млн. лет.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой серии с высокой глиноземистостью. Породы первой фазы соответствуют нормальному, а второй и третьей – субщелочному ряду. Лейкограниты обладают комплексной металлогенической специализацией на Sn, W, Nb, Ta, Be, Li.

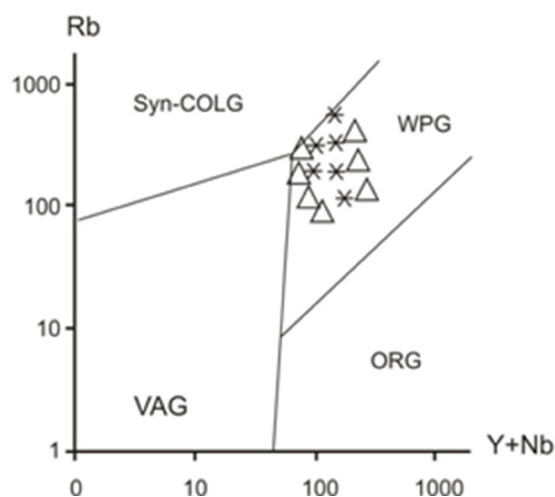


Рис. 3.39. Дискриминантная диаграмма Дж. Пирса. Фигуративные точки составов гранитоидов Иныльчекского, Акшийракского и Джангартского комплексов (условные обозначения см. – рис. 1.18). Граниты: VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, Syn COLG – синколлизонные

Лейкограниты заключительной фазы близки геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов (Таусон, 1977), содержащих иногда жильные ультраредкометалльные фации – онгониты и эльваны (Трифонов и др., 1983). Характерной особенностью последних является ассоциация с ними взрывных даек с гранитпорфировым и турмалиновым цементом.

Фигуративные точки составов гранитов Иныльчекского комплекса на дискриминантной диаграмме Дж. Пирса (Pearce, 1984) в координатах Rb-Y+Nb (рис.3.39) располагаются в поле внутриплитных гранитоидов (использованы анализы из статьи Solomovich, Trifonov, 2002).

Внутриплитные комплексы гранит-рапакиви (С.Е. Сабельников)

Ранее оба комплекса в ранге массивов, впервые описанных М.М. Пуркиным (1968), входили в состав верхнекарбон-пермского (Байбулатов и др., 1973) или Кокшаальского комплекса Южного Тянь-Шаня (Стратифицированные..., 1982). Последующими работами (Сабельников, 1984, Соломович, Трифонов, 1990; Соломович, 1997) были выявлены особенности строения Акшийракского и Джангартского плутонов и сопутствующих им серий пород, что послужило основанием к выделению их в качестве самостоятельных интрузивных комплексов (Сабельников, 2003).

Акшийракский комплекс формации гранитов-рапакиви в геотектоническом отношении расположен на стыке Кокшаальской позднегерцинской зоны Южного Тянь-Шаня и северной окраиной Таримского микроконтинента.

Джангартский же комплекс формации граносиенитов-рапакиви полностью располагается среди отложений шельфа и склона пассивной окраины Тарима, тяготея к Муздукской его зоне, отделённой Кипчакским глубинным разломом от Кокшаала (Бискэ, 1996).

Акшийракский комплекс характеризуется гомодромной последовательностью кислой серии пород трех фаз внедрения: первая – гранодиориты, монцодиориты, кварцевые монцониты, образующие мелкие штоки (Карабельский и Ак-Ташский) и ксенолиты в породах последующих фаз; вторая – крупнозернистые густопорфировидные амфибол-биотитовые граниты-рапакиви типа питерлита, слагающие Акшийракский массив площадью около 500 км², образующий дискордантное, дисгармоничное плитообразное тело мезобиссального уровня, вытянутое в субширотном направлении согласно дислокациям фундамента.

Третья фаза комплекса представлена средне-крупнозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, образующими Учкошконскую межформационную интрузию гипабиссального типа площадью 260 км², Пикертыкскую ассиметричную интрузию площадью 35 км² и Акчийский шток (9 км²), прорывающий граниты Акшийракского массива.

Нижняя возрастная граница комплекса фиксируется по гранитам последнего, для которых установлены интрузивные взаимоотношения с фаунинистически охарактеризованными отложениями нижней перми (Бискэ и др., 1979).

Rb-Sr изохронные датировки (из гранитов Уч-Кошконской интрузии) также подтвердили пермский возраст 275 ± 11 млн. лет. Стронциево-изотопные данные (Solomovich, Trifonov, 2002) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7080 \pm 0,0022$ характеризуют коровое происхождение этих гранитоидов (Соломович, 1997), что подтверждает и ряд петрогеохимических диаграмм (Сабельников, 1984), которые, кроме того, позволяют предполагать определенное участие базальтоидной магмы в формировании очагов палингеновой магмы гранитоидного состава, сопровождавшееся ассимиляцией вещества тепло- и энергоисточника. Гибридизм гранитоидной магмы подтверждается характером распределения редких элементов и акцессорных минералов в породах комплекса (Сабельников, 1984). Все породы Акшийракского комплекса соответствуют субщелочному ряду, калиево-натриевой серии и обладают высокой глиноземистостью. Эндоконтактовые разновидности лейкогранитов Учкошконского массива отвечают плюмазитовому классу. Лейкограниты заключительной фазы обладают комплексной геохимической и металлогенической специализацией на Sn, Mo, W, которая сопровождается значительными концентрациями редких щелочей (Li, Rb, Cs) и высоким содержанием летучих компонентов (B, F), вызвавших эманационное концентрирование рудных элементов в остаточных расплавах, что и обусловило образование оловянно-редкометалльных месторождений Кокшаальской складчатой зоны.

Иную серию дифференциатов обнаруживает ассоциативный ряд пород Джангартского комплекса, помимо отличий в геотектонических обстановках их становления.

Согласно исследованиям Л.И. Соломовича и Б.А. Трифонова (1989), комплекс характеризуется образованием антидромной щелочной серии последовательных трех фаз внедрения: овоидные граносиениты рапакиви – щелочные сиениты (с переходом от пуласкитов через тенсбергиты к нордмаркитам) – нефелиновые сиениты (луявриты). Жильная серия представлена аплитовидными граносиенитами, щелочными сиенитами и карбонатитами.

Джангартский массив слагает на водораздельной части хребта Кокшаал-Тау крутопадающую интрузию, вытянутую в северо-восточном направлении площадью более 170 км², но продолжающуюся на территории Китая, где её большая часть скрыта под ледниками. Граносиениты массива интрузируют и метаморфизуют песчано-алевролитовые и карбонатные толщи молассоидной формации верхнего

карбона и песчано – сланцевые отложения нижней перми (Бискэ и др., 1979). Близко соответствуют геологическим данным и Rb-Sr-датировки – 269 ± 21 млн.лет (Solomovich, Trifonov, 2002).

В эндоконтакте Джангартского массива имеют место постепенные переходы овоидных граносиенитов рапакиви в граносиенит-порфиры с криптовой структурой, что может свидетельствовать о гипабиссальных условиях становления интрузии, здесь же встречаются ксенолиты сиенито-диоритов и меланократовых сиенитов. В экзоконтакте массива развиты полосчатые полевой шпат-пироксен-амфиболовые роговики, мраморы и мраморизованные известняки.

Щелочные сиениты образуют небольшие интрузивные тела субширотного простирания вдоль Айрытурского разлома и Кайчинский массив трещинного типа площадью около 20 км². Щелочные сиениты прорывают песчано-сланцевые толщи среднего-верхнего карбона и граносиениты Джангартского массива и секутся дайкообразными телами нефелиновых сиенитов. Последние встречаются и в удалении от Кайчинского массива, где рвут песчано-сланцевые отложения московского яруса (Пуркин, 1968).

Рапакиви массива отличаются аномально высоким содержанием фтора (0,35%).

В ряду последовательных дифференциатов Джангартского комплекса содержания La, Ce, Nb, ΣTR испытывает устойчивое повышение. Судя по радиоизотопным данным ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7075 \pm 0,0043$) можно предположить, что породы комплекса имеют нижнекоровый (мантийный?) источник (Solomovich, Trifonov, 2002).

Уран-свинцовые датировки, приводимые в статье D. Konopelko, C Biske et. al.(2006), несколько отличаются от приведенных выше, но тоже подтверждает пермский возраст Кокшаальских гранитов: Джангарт 295 ± 4 млн. лет, Учкошкон 283 ± 9 млн. лет. Эти же авторы относят все граниты Кокшала к А-типу.

Фигуративные точки составов гранитоидов обоих комплексов на дискриминантных диаграммах Дж. Пирса (1984) в координатах Rb-Y+Nb (рис. 3.39) и Ta-Yb на основании анализов, приведенных в статьях Solomovich L.I., Trifonov V.A. (2002) и Konopelko D et all. (2007), располагаются очень кучно в поле внутриплитных гранитов.

Помимо вышеуказанных различий этих комплексов в геотектонических обстановках их становления, гомодромная кислая серия Акшийракского комплекса и антидромная щелочная серия Джангартского характеризуются противоположными петрогеохимическими трендами пород (Сабельников, 2003), которые обусловили и разную металлогеническую специфику. Щелочные интрузии и карбонатиты джангартского сопровождаются проявлениями щелочного метасоматоза с редкометалльно-редкоземельной минерализацией, а лейкограниты акшийракского контролируют оловянно-редкометалльные проявления грейзонового типа.

Щелочно-гранитные комплексы (Р-Т₁) аляскитов (лейкогранитов)

(С.Е. Сабельников)

Объединяемые в СВК региональные комплексы – адырторский, чаарташский, кереге-ташский, кичи-кеминский – распространены в Северном и Среднем Тянь-Шане (в Южном отсутствуют).

Морфология плутонов – штоко- и дайкообразные тела, приуроченные к крупным региональным дизъюнктивам. Площади тел – от долей квадратного километра (Адырторские тела) до 40–70 кв.км (Чаар-Ташский, Ачик-Ташский, Кичи-Кеминский массивы) и лишь в исключительных случаях достигают первых сотен квадратных километров (Туюкский – 120 кв.км; Арашанский – 22 кв.км) Для большинства массивов характерно двухфазное строение, мелкие тела имеют простое строение и сложены обычно мелкозернистыми лейкократовыми гранитами.

1-я фаза представлена лейкократовыми, щелочнополевошпатовыми гранитами и аляскитами. В арашанском комплексе в эндоконтактных частях плутонов появляются гастингситовые граниты. 2-я фаза – аплитовидные граниты, гранит-порфиры и гранофиры, слагающие как правило, дайки и небольшие штоки, максимальная площадь которых не превышает 1–2 кв.км.

Экзоконтактные изменения выразились в образовании разнообразных роговиков за счет песчано-сланцевых толщ и скарнов по карбонатным породам. Ширина ореола измененных пород варьирует от первых метров (Адырторские тела) до 2–3 км (Ачикташский массив).

Набор аксессуарных минералов сильно разнится в региональных комплексах, но в целом характерна сфен-ортит-магнетитовая ассоциация, к которой в арашанском, чаарташском, керегеташском, ачикташском комплексах добавляется колумбит, топаз, турмалин, торит, касситерит, пироксенолор, ксенотим. Наиболее скудный набор аксессуарных отмечается для пород адырторского комплекса.

Химические составы гранитоидов всех региональных комплексов близки между собой и характеризуются повышенным содержанием щелочей (особенно гастингситовые граниты Арашанского массива) и пониженными окислами титана, магния и кальция, что соответствует, по Р.Дэли, аляскиту.

Радиологические датировки пород региональных комплексов указывают на их пермский (260–290 млн. лет) возраст.

Спорным остается вопрос о принадлежности Кичикеминского массива к данному СВК, так как имеется ряд определений, соответствующих силуру (446–467 млн. лет). Некоторые исследователи (Т.А. Додонова, С. А. Лесков) рассматривают этот плутон как полихронный.

Пермско-раннетриасовый возраст СВК принят на основании интродуирования Арашанским массивом субинтрузивной фации покровов кызылнуринской свиты, возраст последней многими исследователями принимается как позднепермско-раннетриасовый, что поднимает верхнюю возрастную границу СВК.

Поля фигуративных точек составов гранитов Чаарташского массива на диаграмме Rb-Y+Nb Дж.Пирса (1984) располагается в поле внутриплитных гранитов.

Комплексы щелочных и нефелиновых сиенитов (Р-Т₁) (С.Е. Сабельников)

На территории Кыргызского Тянь-Шаня известно около 20 интрузивов щелочных пород, общая площадь которых составляет порядка 260 кв.км. Размеры плутонов, как правило, небольшие – самый крупный Ходжаачканский массив имеет площадь около 60 кв.км. Большая часть плутонов характеризуется размерами в первые кв.км, а нередко десятymi долями кв.км. В пределах Гавасайского рудного поля (Чаткальский сектор) известны 3 трубообразных тела содалитовых фойяитов площадью 1 кв.м каждое (Дженчураев, 1970). В состав рассматриваемого комплекса включены такие региональные комплексы, как аксуйский, суртекинский, алайский, зардалекский. Видимо, сюда же следует включить кумбельский комплекс (Северный Тянь-Шань).

Массивы, входящие в комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов, характеризуются как простым (Джилисуйский, Кумбельсайский, Суртекинский), так и крайне сложным (Герезсуйский, Ходжаачканский, Матчасуйский) строением. В наиболее сложно построенных массивах выделяются 5 интрузивных фаз внедрения, в плутонах простого строения – до 3 фаз.

Породы первой фазы – сиениты, якупирангиты, мельтейгиты, уртиты и эссекиты-встречаются либо в виде небольших – до 2–3 м–ксенолитов, либо в виде изометричных, диаметром до 100м (Герезсуйский массив), или вытянутых тел размерами от 55–60 м (Ходжаачканский массив) до 4–100x1000м (Суртекинский массив). Типичными минералами пород фазы являются сфен и апатит. Количество последнего варьирует от 1–2% до 40–50% в манганите (Кравченко и др., 1982), обнаруженном автором в Матчасуйском массиве в виде гидротермальных прожилков.

Вторая фаза представлена тенсбергитами, характеризующимися крайней гетерогенностью строения – взаимопереходы от мелко- до крупнокристаллических или даже пегматоидных, а также от лейко- до мезократовых разновидностей – наблюдаются на протяжении всего нескольких метров. Роль их в строении отдельных плутонов также чрезвычайно изменчива от полного отсутствия (Джилисуйский, Сарысайский массивы) до 70-75% общей площади (Герезсуйский, Матчасуйский массивы).

Породы третьей фазы представлены фойдовыми сиенитами, которые по минеральному составу в целом разделяются на три большие группы – миаскиты, фаялиты и мариуполиты. Последние являются крайне редкими и появление их в отдельных массивах, вероятно, связано с процессами постмагматической альбитизации.

К породам четвертой фазы отнесены разнообразные дайковые образования – тенсбергит- и миаскит-порфиры, пегматиты, редкие альбититы. Пегматиты, слагающие тела протяженностью 50–100м, как исключение 400–500 м, при мощности 5–12м, залегают как в пределах массивов, так и среди пород рамы.

Породы пятой фазы представлены такими экзотическими образованиями, как карбонатиты, генетически связанные с фойдовыми сиенитами. Совместно с дайками сиенит-порфира они слагают обширные поля (зоны инъекций) вокруг Матчасуйского, Герезсуйского, Тутекского, Сарысайского массивов. Велика вероятность обнаружения карбонатитов в районе Ходжаачканского, Кульпского, Курганского массивов.

Севиты слагают тела мощностью от 1 до 4–6м, реже 20–25м и протяженностью от 150–300м до 3–3,5 км.

Ведущими акцессорными минералами тенсбергитов и миаскитов являются апатит, циркон, флюорит. Характерно присутствие таких специфических для щелочных пород минералов, как астрофиллит, мурнит, ранколит, эвдиалит и др. Карбонатиты характеризуются набором акцессориев, обычных для них: магнетит, апатит, флогопит, пироксид, пирит и др. (Помазков, 1989).

Магматиты комплекса не имеют, за редким исключением отчетливой калиевой или натриевой специализации щелочности абсолютное большинство соответствует калиево-натриевому типу щелочности, т.е. породы комплекса характеризуются примерно паритетным содержанием щелочей. Существенно натриевый тип щелочности присущ только Сарысайскому массиву и телам альбититов.

Большинство данных калий-аргоновой геохронологии, хорошо согласующиеся с геологическими наблюдениями (интродуцирование фаунистически охарактеризованных нижнепермских отложений), соответствуют верхам нижней перми или целиком верхней перми – 277–257 млн.лет. Некоторые исследователи (Стратифицированные..., 1982) учитывая ряд определений абсолютного возраста, соответствующих нижнему триасу, принимают возраст комплекса как позднепермский-раннетриасовый.

Позднепермско-триасовые магматические комплексы по составу пород являются глубинными верхнемантийными образованиями. Источниками магматических масс, вероятно, является астеносферный слой. Согласно модели, предложенной недавно (Хаин и др., 1992), субдуцированная в ранней перми пластина (СЛЭБ) после коллизии или аккреции континентов в поздней перми-раннем триасе оторвалась и погрузилась вниз. На место её отрыва, вероятно, устремилась снизу подвижная, нагретая расплавленная масса. Последняя вызвала общее поднятие региона и обстановку слабого рифтогенеза. В этих условиях, по-видимому, и формировались рассматриваемые комплексы.

Становление ортококского комплекса, который объединяет Кызыломпульский (300 км²) и Сандыкский (80 км²) массивы, связано, согласно легенде, с постколлизией активизацией областей позднепалеозойской коллизии.

Кызыломпульский (другое название – Ортококский) массив расположен в восточной части Киргизского хребта и разбит более поздними разрывными нарушениями на ряд блоков. В первом приближении массив имеет в плане вид треугольника, обращенного одной из вершин к северу. Контакты его субпараллельны главнейшим разрывным нарушениям. Плутон расположен в области контакта слабо метаморфизованных отложений среднего и верхнего палеозоя с подстилающими породами верхнерифейско-нижнепалеозойского основания и относится к группе межформационных тел (Помазков, 1960). Ширина ореола ороговикования пород рамы достигает 2,5 км.

Все исследователи массива (С.Д. Туровский, К.Д. Помазков, Р.М. Израилева) единодушны в том, что он сложен породами четырех фаз, но последовательность их и составе различна. Генерализованная схема становления такова:

1-я фаза – гигантокристаллические лаурвикиты, слагающие около 50% площади массива;

2-я фаза – гигантопорфировидные псевдолейцитовые сиениты, слагающие ряд крупных дайкообразных тел (6х0,8 км) и небольшой шток (3х7 км);

3-я фаза – монцодиориты, образующие дайки длиной 1–2 км при мощности в первые сотни метров;

4-я фаза – кварцевые сиениты и граносиениты. Ими сложено крупное тело (10х22 км) в северной части и большое количество мелких штоков и даек в южной части плутона.

Сандыкский массив расположен в восточной части хр. Джумгал-Тау и имеет в плане форму неправильного треугольника. Плутон, как это неоднократно подчеркивалось исследователями (К.Д. Помазков, Т.А. Додонова, Б.А. Злобин, Я.К. Помазков) является типичной трещинной интрузией, приуроченной к зоне разлома северо-западного простирания. Вмещающими породами являются граниты Джумгалского массива и терригенные толщи среднего палеозоя. Последние в зоне контакта ороговикованы, а граниты претерпели щелочной метасоматоз.

Эссекиты и монцогаббро, относящиеся к образованиям первой фазы, занимают около 15% от общей площади массива. Ими сложен крупный выход в западной части интрузий и небольшие ксенолиты в центральной.

Известково-щелочные сиениты второй фазы являются доминирующими в строении массива, составляя порядка 75% его площади.

Фойдовыми сиенитами третьей фазы сложены три небольших штока в северной, юго-западной и юго-восточной частях массива. Суммарно штоки занимают не более 10% от общей площади интрузива.

Широко представлены разнообразные дайковые образования, являющиеся производными всех основных интрузивных фаз. Мощность тел составляет 2–3 м, как исключение 7–10 м, при протяженно-

сти от 50–70 м до первых сотен метров. Обычно дайки залегают среди пород рамы, но отдельные тела псевдолейцитовых сиенит-порфиров фиксируются на удалении до 12 км от плутона.

Характерной петрохимической особенностью пород формации является их отчетливая калиевая специализация при высокой суммарной щелочности-до 15-16%. В псевдолейцитовых сиенитах содержание K_2O составляет 12–14%, а Na_2O –0,2–0,4%.

Геохимическая специализация формации в целом (по отношению к кларкам средних пород) характеризуется повышенными содержаниями молибдена (10 кларков), свинца и олова (4–5 кларков).

Датировки абсолютного возраста пород комплекса, укладывающиеся в интервал 302–322 млн. лет, позволяют достаточно уверенно говорить о его позднекаменноугольном возрасте. Эти значения не входят в противоречие с возрастом массивов, определяемым относительной геохронологией.

3.5. РУДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И МИНЕРАГЕНЕЗ (Н.Т. ПАК)

3.5.1. Рудоносные комплексы внутриплитные и пассивных окраин континентов

Рудно-минеральные образования внутриплитных обстановок и пассивных континентальных окраин палеоконтинентов связаны главным образом с углеродистыми структурно-вещественными комплексами раннепалеозойского возраста Среднего и, в меньшей степени Северного Тянь-Шаня. Они объединяются в несколько рудоносных комплексов и формаций с преобладающим развитием осадочных рудных залежей стратифицированного (стратиформного) типа. Палеогеодинамическая обстановка их формирования отвечает в основном подножиям, склонам и тыловым бассейнам пассивной окраины континента. Здесь выделяются рудоносные комплексы и рудные формации различной металлогенической и геохимической специализации

Редкометалльно-ураноносный углеродисто-карбонатно-кремнисто-сланцевый СВК ($\epsilon-O_2$). Он включает несколько рудных формаций (РФ), основные из которых приведены ниже.

3.5.1.1. Рудоносные комплексы в каледонидах

Рудоносные комплексы Иссык-Кульского палеоконтинента (Н.Т. Пак)

Полиметаллическая рифоидная (углеродисто-терригенно-карбонатная или карбостромовая) РФ ($\epsilon-O_2$) включает месторождения олово- и серебросодержащих свинцово-цинковых руд Курганского и Чаткарагайского рудных полей Таласского района (бассейны рр. Карагоин-Терек-Карагайлы-Бакаир). По данным Т.Д. Джумалиева, О.Д. Кабаева и О.Д. Розживина (1981), свинцово-цинковые рудные залежи преимущественно стратиформного типа приурочиваются к средней, углеродисто-терригенно-карбонатной части рудовмещающего карбонатно-терригенного комплекса мощностью до 1900 м (сарыджазская и чаткарагайская свиты).

Полиметаллическое оруденение (Pb, Zn, Cu, Sn, Ag) локализуется в относительно маломощных (до 100–150 м) пачках переслаивания серых углеродсодержащих глинисто-доломитовых известняков, строматолитовых мергелистых доломитов и темных углеродистых сланцев, образующих в совокупности мульд- и куполообразные конседиментационные структуры типа рифоидных (биогермно-биостромовых или карбостромовых) построек. Продуктивные рудные залежи связаны главным образом с мелководными глинисто-известково-магнезиальными осадками таких структур (Курганская группа месторождений – Курган, Кентор, Карагоин, Терек и др.). Промежуточные, относительно слабо рудоносные отложения тяготеют к крыльям Карагоин-Кумуштакской группы, а практически безрудные глубоководные литофации (бакаирский литотип) приурочены к мульдам конседиментационных структур (Карагоин-Кумуштакская группа рудопроявлений).

Показательными и перспективными являются месторождения Курганского рудного поля на правом борту долины р. Курган. Колчеданно-олово-свинцово-цинковое оруденение здесь приурочено к северо-западной части Курганской брахиантиклинали, составляющей свод крупной конседиментационной структуры. Рудовмещающие углеродисто-терригенно-карбонатные отложения интродуцированы нижнепалеозойскими гранитоидами, мраморизованы и брекчированы. Тем не менее в рельефе сохранились конседиментационные структуры – куполообразные строматолитовые биогермы, разделенные ложбинами. Сводовые части куполов безрудные, на крыльях же наблюдается ритмичное чередование калькаренитов, карбонатных строматолитов и глинисто-доломитовых известняков с вкрапленностью сульфидов свинца и цинка. Ближе к мульдам ложбин фиксируются массивные полиметаллические

руды, локализованные в углеродисто-глинисто-доломитистых известняках и доломитах, первично обогащенных свинцом, цинком и серебром (Кабаев, Джумалиев, 1981).

Рудные тела вогнуто-линзообразной и неправильной формы длиной 60-200 м при мощности 20-80 м контролируются контурами межбиогермовых палеоложбин. В распределении оруденения отмечается определенная рудно-минеральная зональность: в северо-восточной части Курганского рудного поля развита галенит-сфалерит-пирротиновая ассоциация, в центральной части – пирротин-полиметаллическая, а в западной – карбонатно-полиметаллическая. Размеры рудоносных межбиогермных рифовых построек выклиниваются в том же направлении, указывая на возможную дифференциацию рудообразующих веществ по латерали от мелководной части морского бассейна к относительно глубоководной.

Выделяются следующие типы руд: 1) сплошные пирротиновые с подчиненным галенитом и сфалеритом; 2) сплошные сфалерит-пирротиновые с подчиненным галенитом; 3) существенно сфалерит-галенитовые с примесью пирротина; 4) руды с разными вариациями галенита и пирротина; 5) серебряносные марганцево-железистые карбонаты с включениями галенита и вторичных минералов свинца. Минеральный состав руд: галенит, сфалерит, пирротин, пирит, марказит, касситерит, арсенопирит, манганосидерит, лимонит, кварц, карбонаты. Основные рудные компоненты – Pb, Zn, Sn, сопутствующие – Fe, As, Cd, Ag, Mo, TR. Содержание свинца и цинка в сульфидных рудах колеблется от 1,5 до 2 % и от 0,6 до 16,5 % соответственно, а серебра – от 80 до 1730 г/т.

К аналогам олово- и серебросодержащих полиметаллических месторождений Курганской группы можно отнести стратиформные рудные залежи в рифогенных формациях Якутии (Сардана) и США (Сильвер-Бэнк). Перспективы Курганского рудного поля связываются прежде всего с высокой серебряносностью его основных рудных залежей.

Близкородственными полиметаллическими месторождениями Курганского типа являются проявления колчеданно-полиметаллических руд Суек-Барскоонской группы Северного Тянь-Шаня, формировавшиеся также в геодинамической обстановке раннепалеозойской пассивной континентальной окраины.

Рудоносные комплексы Нарынского палеоконтинента (Н.Т. Пак)

Редкометалльно-ураноносная лидит-фтанитовая РФ объединяет десятки месторождений и рудопроявлений комплексных редкометалльно-радиоактивных руд осадочного или осадочно-метаморфического типа в металлоносных углеродисто-черносланцевых отложениях нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня (беркутская, шорторская, байдамтальская, сандалашская свиты кембро-ордовика и их литостратиграфические эквиваленты). Главные составляющие формации (месторождения Беркут, Счастлиное, Музбулак, Чонберкут, Чонольджобай, Бель-Карасу и др.) образуют единую рудоносную полосу в восточной части южного склона хр.Терской Ала-Тоо (басс. р.Сары-Джаз).

Рассматриваемая формация тяготеет к нижней части рудоносного комплекса, имеет поликомпонентную рудно-геохимическую специализацию (U, V, Mo, P, Co, TR и др.). В разрезе рудоносного комплекса мощностью 260-800 м выделяется несколько оруденелых горизонтов (маломощных пачек) лидит-фтанитовых пород (углисто-кремнисто-глинистых и существенно углеродисто-кремнистых сланцев) с уран-молибден-ванадиевым оруденением. В север-северо-восточной части востока Срединного Тянь-Шаня рудоносные горизонты беркутской свиты E-O₁ отчетливо прослеживаются в субширотной полосе междуречья Оттук-Музбулак-Кодэ, где десятки рудных интервалов и участков чередуются через 3-4 км с безрудными или слаборудоносными (рис. 3.40).

В запад-юго-западной части восточного сектора Срединного Тянь-Шаня известны 3 уран-ванадиевых и 11 фосфор-ванадий-молибденовых проявлений в углеродисто-кремнистых сланцах шорторской свиты кембро-ордовика. Рудоносная свита здесь образует две полосы протяженностью около 30 км, где выделяются 1 или 2 маломощных (20-30 м) интенсивно оруденелых горизонта. На западе Срединного Тянь-Шаня (Байдамтал, Кокирим-Тоо, Чаткал) интенсивность оруденения снижается.

Основные металлоносные литологические типы пород представлены зачастую высокоуглеродистыми (до 70% C_{орг}) лидитами и фтанитами с неравномерным содержанием полезных компонентов. Рудные элементы натурального геохимического фона (Mo, V, U, P, Co, Cu, Ba, Pb, Zn, Ag, Se, TR, платиноиды?) зачастую не образуют собственных минералов. Они тесно связаны с углисто-кремнисто-глинистым высокосорбционным веществом за исключением ванадатов, фосфатов, барита и аморфных сульфидов молибдена. Фосфор иногда присутствует в форме конкреций фосфоритов, а дисульфиды

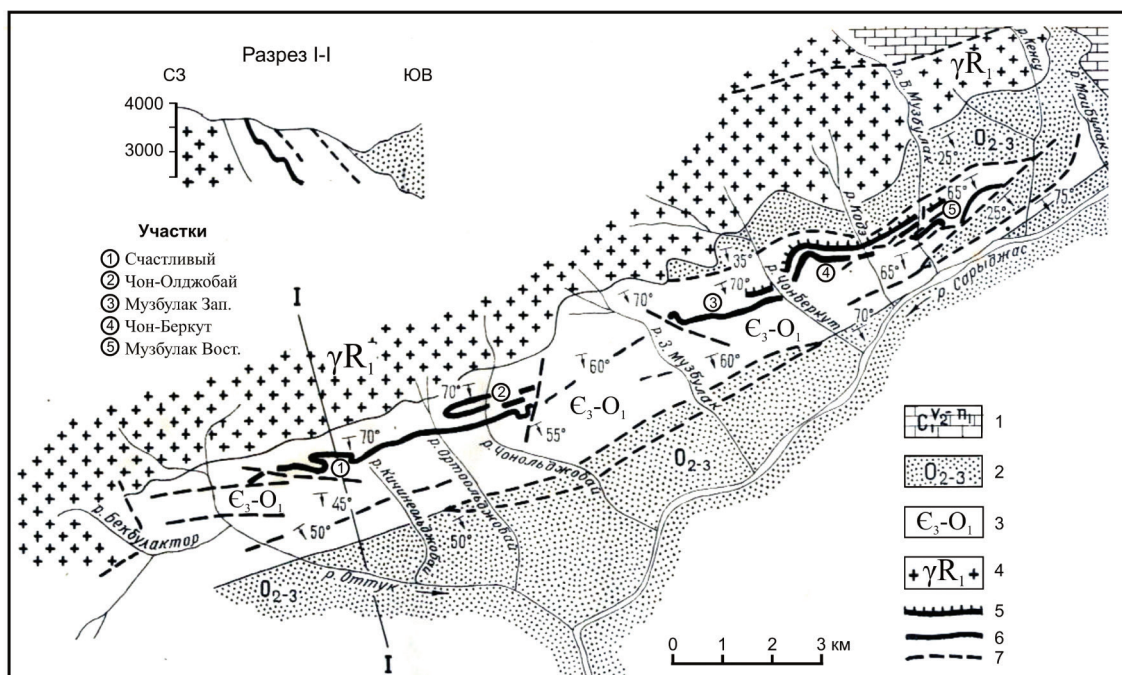


Рис. 3.40. Схематическая геологическая карта Сары-Джазского месторождения (по материалам Каменской экспедиции, 1957): 1. Отложения нижнего карбона. 2. Отложения сарыджазской и олджобайской свит. 3. Отложения беркутской свиты. 4. Протерозойские граниты; 5. Отложения III рудного горизонта. 6. Отложения V рудного горизонта. 7. Тектонические нарушения

железа (пирит, марказит, халькопирит) – в виде глобулей и конкреционно-желваковых обособлений. Содержание V_2O_5 в рудных горизонтах достигает 5,2 % (среднее 0,1–0,6%), Mo – до 0,1% (среднее 0,01–0,03%), P_2O_5 – до 6 % (среднее 0,3–0,5%), Zn и Ni – до 0,1%, Pb – 0,01 %.

Кроме того, отмечаются повышенные содержания Cu, Co, иногда Au, Ag, Pt, легких платиноидов и редкоземельных элементов.

Таким образом, характеризуемая формация металлоносных «черных» сланцев выступает в качестве специфических поликомпонентных рудных образований раннепалеозойской геологии Среднего Тянь-Шаня. Она совмещает в себе одновременно геологические и рудные формации и является источником комплексного минерального сырья, в том числе кислото- и огнеупорных материалов.

Фосфоритовая углеродисто-карбонатно-кремнистая калькаренитовая РФ занимает среднюю ($E_{2,3}$) и местами верхнюю (O_2) части рассматриваемого рудоносного комплекса.

Фосфоритовая минерализация рассеянного, местами желваково-конкреционного осадочно-диагенетического типа представлена мелкими, непромышленными месторождениями и рудопроявлениями в углеродисто-карбонатно-терригенно-кремнистых отложениях ($E_{2,3}$ - O_2) Среднего Тянь-Шаня. Фосфатопроявления здесь известны в хребтах Сары-Джазском, Акшийряк-Западный и Нарын-Тоо (соответственно Беркутская, Карасайская и Кызылкендыкская группы с востока на запад), Чаткальском и Сандалашском (Кара-Касмакское и другие рудопроявления). Разрозненные и небольшие по размерам залежи фосфоритосодержащих калькаренитов – седиментационных конглобрекций фосфатно-битуминозно-карбонатно-углисто-глинисто-кремнистого состава наблюдаются в средней части ($E_{2,3}$) беркутской, шорторской, сандалашской свит. Литостратиграфически выше ($O_{1,2}$) отмечаются отдельные маломощные (до 2 м) и незначительной протяженности (10–20 м) горизонты углисто-глинисто-кремнистых сланцев с рассеянными желваками и конкрециями фосфоритов с максимальным диаметром до 10–15 см. Сплошные массы зернистых фосфоритов Каратауского промышленного типа не зафиксированы. В фосфоритоносных калькаренитах отмечаются повышенные концентрации серебра (до 10–15 г/т), а в конкреционно-желваковых фосфоритах – редкоземельных элементов.

К типовым примерам рассматриваемой формации относится небольшое месторождение фосфоритов Карасай на правом борту долины одноименной реки бассейна верховье р.Нарын (хр. Акшийряк-западный, район перевала Ак-Бель). Здесь среди углисто-песчано-глинисто-кремнистых сланцев O_2 - O_3 ? Выявлено два фосфоритоносных горизонта углисто-карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев мощностью до 2 м при видимой длине около 10–15 м. В них отмечаются редкие конкреции и желва-

ки (пизолиты, овоиды) фосфоритов яйцевидной формы размером от 1 до 10–12 см по длинной оси. Конкреционно-желваковые обособления силикатно-карбонатно-фосфатного состава с поверхности зачастую окаймлены углистым, битуминозно-карбонатно-глинистым материалом. Содержание P_2O_5 в рудоносных горизонтах варьирует в пределах 0,1–1,6 %, а в собственно конкрециях-желваках фосфоритов достигает 8–9 %. Последние несут порой несколько повышенные концентрации элементов редкоземельной группы и серебра. Месторождение осталось недоизученным, так как проведенные поверхностные горные работы не вскрыли основные части рудоносных горизонтов, перекрытых мощным четвертичным чехлом.

Железисто-марганцевая кремнисто-углисто-сланцевая РФ (олдjobайская, кокбельская, северо-чаткальская свиты и их аналоги, O_2) представлена бедной, но широко распространенной оксидно-марганцовисто-кремнисто-гематитовой минерализацией осадочного генезиса, приуроченной преимущественно к гемиопелагическим яшмовидным кремнистым сланцам ордовика бассейнов р.Сарыджаз, Нарын и Чаткал-Сандалаш, Рудно-геохимическая специализация формации – Mn, Fe, Cu, Ge, Pb, Mo, W, Ag.

Таким образом, в кембро-ордовике на пассивной рифтогенно-континентальной окраине Нарынского континента широко проявились преимущественно амагматичные, углеродисто-черносланцевые рудоносные формации континентально-склонового типа (беркутская, шорторская, олдjobайская, аюторская и др. свиты). Они содержат стратифицированные рудные залежи U, V, Mo, P, Mn, Fe, Co, Ba, TR и др., образуя в отдельных районах (Сары-Джазский, Чандалашский) комплексные поликомпонентные месторождения. Для этих рудных образований отчетливо наблюдаются строгий стратиграфолитологический и фациально-геохимический контроль, отсутствие связи с магматизмом и разрывной тектоникой, прямая корреляция концентраций типоморфных элементов с органическим веществом и другие седиментологические факторы рудоотложения, свойственные осадочным месторождениям экзогенной генетической серии. Такие относительно бедные по содержанию полезных компонентов, но крупномасштабные месторождения привлекают в последнее время особый интерес как объекты для освоения комплексного минерального сырья.

3.5.1.2. Рудоносные комплексы в герцинидах

Рудоносные комплексы Улан-Алайского микроконтинента

Пассивные окраины Улан-Алайского микроконтинента представлены следующими основными РК и РФ с индивидуальной рудно-геохимической и металлогенической специализацией.

Бокситоносный аллит-ферриаллит-терригенно-карбонатный СВК (D_{2-3}, C_{1-2}). Комплекс включает многочисленные проявления среднепалеозойских бокситов Туркестано-Алая континентально-морского и карстового типа (месторождения Акшагыл, Актур, Катранбаши, Охна, Сохское, Шодымир и др., приуроченные преимущественно к глиноземисто-известняковым свитам позднего девона и C_{1-2} – катранской и туюкдангинской соответственно). Отдельные проявления бокситов и бокситоподобных (ферриаллит-сиаллит-аллитовых) пород установлены в терригенно-карбонатных породах C_1-C_2 Учкельской подзоны Джаны-Джерского хребта, в районе Учкошконского оловорудного поля.

Основу комплекса составляет бокситовая карбонатно-морская рудная формация, занимающая восточную часть среднеазиатского бокситоносного пояса. Залежи бокситовых руд изучались в разное время многими геологами, среди которых следует отметить исследования А.У. Абдуллаева, С.Н. Баногина, В.Н. Григорьева, Е.С. Гуткина, В.И. Каменского, Л.П. Коннова, В.П. Копаева, В.И. Котельникова, В.И. Попова и других исследователей рудоносных осадочных формаций Средней Азии. Ниже дается краткое описание рассматриваемой рудной формации по данным перечисленных выше исследователей.

Продуктивная бокситоносная формация сложена в основном мелководно-морскими оолит-псевдооолитовыми известняками, реже – доломитами гумидного литогенеза. В бокситосодержащей карбонатной толще D_2-C_1 выделяется пять литостратиграфических уровней бокситопроявлений: живетский, фаменский, нижневизейский, средневизейский и верхнебашкирский. На всех этих уровнях фиксируются стратиграфические перерывы- несогласия, где бокситовые залежи тяготеют к закарстованным поверхностям подстилающих известняков и согласно перекрываются мергелистыми битуминозными, реже – чистыми известняками.

Прерывистые бокситовые горизонты протяженностью до нескольких километров состоят из разобщенных рудных залежей длиной от нескольких метров до первых километров. Бокситовые тела линзо- и пластообразной формы нередко заполняют карстовые полости дорудного палеорельефа. Бокситы

в основном оолитовые, бобово-обломочные песчаниковые, алевролитовые и афанитовые, массивные и тонкослоистые.

Минеральный состав бокситовых залежей (в %): диаспор и бёмит (18–78), каолинит (4–39), гематит, гидрогематит (6–22), хлориты (0,5–37), рутил, лейкоксен, анатаз и другие титанистые минералы (0,7–3). Бокситовые руды содержат (в %): Al_2O_3 – 30–65, Fe_2O_3 – 12–27, SiO_2 – 4–30.

Рудно-геохимическая специализация бокситовой формации – Al, Fe, Ga, Cs. Иногда бокситы содержат повышенные концентрации Sb, Hg, As, Ba, F, Ag, особенно в местах их сопряжения с сурьмяно-ртутной джаспероидной формацией Южно-Ферганского рудного пояса. Палеозойские бокситы Туркестано-Алая, по мнению А.У.Абдуллаева (1969, 1970), относятся к латеритно-осадочным карстово-морским образованиям перспективного средиземноморского типа.

Металлоносный углеродисто-кремнистый-карбонатно-глинистый СВК ($E-S_{1,2}$). Этот комплекс включает две территориально совмещенные и геологически близкородственные стратифицированные рудные формации – главную, редкометалльно-ураноносную РФ и подчиненную ей фосфоритовую кремнисто-терригенно-карбонатную РФ. Последняя описывается в составе первого главного рудно-формационного тела.

Редкометалльно-ураноносная РФ включает многочисленные рудопроявления поликомпонентных «черных» сланцев (кара-гурская, сулюктинская, сюгетская свиты и их аналоги), развитых в тектонических блоках зоны Южно-Ферганского *глубинного разлома (северные предгорья Туркестано-Алая)*. Рудно-геохимическая специализация формации редкометалльно-фосфатно-радиоактивная (U, V, Mo, P, Se, Ba, Cu, Pb, Zn, иногда Au). Содержание органического углерода в породах формации варьирует от 0,9 до 4,6 %. Встречаются прослои высокоуглеродистых шунгитов-антраксолитов ($C_{орг}$ свыше 10 %).

Детальные исследования формации проводились многими геологами, обобщенные результаты которых опубликованы в целом ряде научных статей и монографий С. Аматава, У.А. Асаналиева, К.Е.Калмурзаева, М.К. Сартбаева И.Д. Турдукеева, и др. Поэтому ограничимся лишь основополагающими характеристиками рассматриваемой формации по данным этих авторов.

Проявления углеродисто-рудной формации Туркестано-Алая (Бель-Урюкская, Каратангинская, Ачик-Ташская, Исфайрамская, Охнинская, Сулюкта-Мадыгенская, Кыргызат-Наукатская и другие группы рудопоявлений) приурочиваются к прерывисто протяженному на многие километры и сравнительно маломощному (до 20–40 м) горизонту углеродисто-карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев. Концентрации урана, ванадия и молибдена тяготеют к фаціальным переходам углеродисто-кремнистых (фтанитов) и углисто-глинисто-кремнистых (лидитов) сланцев, а серебра и фосфора – к глинисто-карбонатным частям разреза формации. Содержания основных рудных компонентов составляют (в %): U – сотые–десятые доли; V – 0,02–0,85; Mo – 0,02–0,11; P_2O_5 – до 17%; Ag от 8–10 до 35–40 г/т.

Вещественно-минеральный состав формации: кварц, карбонаты, глинистые минералы, серицит, мусковит, углистое вещество, битумы, графит, антраксолит, апатит, барит, пирит, марказит, пирротин, роскоэлит, патронит, молибденит, туямунит, карнотит, узбекит, иногда – сульфиды As, Pb, Zn, Cu, Hg, Sb, гюбнерит, шеелит и др. В зоне окисления черных сланцев (экзогенного эпигенеза-гипергенеза) широко развиты гидроокислы железа, ванадаты, молибдаты, карбонаты некоторых халькофильных элементов.

Основная масса молибдена тесно коррелируется с органическим веществом либо проявлена в виде ванадий-молибденовых гуматов и молибдатов других металлов, связанных с гуминоподобными образованиями (20–85%), либо в виде молибденорганических соединений и его сульфидов (15 и более %). Фосфор в виде всевозможных фосфатов образует желваково-конкреционные фосфориты в пачках глинисто-кремнисто-карбонатных пород, иногда сменяющихся зернистыми разновидностями. Последние представлены тонкими (1–6 см) линзовидными прослоями среди фосфатизированных карбонатных или кремнисто-мергелистых пород, содержащих от 2 до 15% P_2O_5 .

В настоящее время известные рудные объекты металлоносных черных сланцев Туркестано-Алая из-за относительно бедных содержаний в них металла, а также аллохтонного («бескорневого», экзотически глыбового) залегания большинства выходов рудоносной формации не представляют промышленного интереса.

Рудоносные комплексы Кыргызского палеоконтинента (Н.Т. Пак)

Полиметалльно-терригенно-карбонатный СВК ($D_{2,3}-C_1$).

Этот практически амагматический рудоносный комплекс включает три стратифицированные рудные формации, содержащие месторождения и многочисленные рудопроявления цветных, реже

благородных металлов преимущественно стратиформного типа. Они образуют ряд рудных районов в пределах Чаткало-Кураминской, Курамино-Ферганской и Нарынской тектонических зон Срединного Тянь-Шаня (Асаналиев, 1984; и др.). Подавляющее большинство рудных объектов сосредоточено в Чаткало-Кураминской (Сумсар-Бозбутоо-Падшаатинская рудоносная площадь) и Нарынской (Молдотоо-Присонкульская рудоносная площадь) зонах. Здесь зафиксировано более 90 проявлений полиметаллического (с серебром, иногда золотом) оруденения. В Чаткало-Кураминской зоне наиболее продуктивной выглядит девонская металлогеническая эпоха, а в Нарынской – раннекаменноугольная эпоха.

Ниже приводится краткая характеристика основных рудных формаций.

Золотоносные медистые песчаники и конгломераты являются мелководными красноцветно-терригенными отложениями шельфа и прибрежных равнин (тюлькубашская свита D_{2-3} и ее аналоги). Рудно-геохимическая специализация формации – Cu, Au, иногда Pb, Zn, Ag, Hg.

Регионально проявленная медная минерализация представлена окисленными непромышленными рудами, приуроченными к песчано-алевритистым отложениям (рудопроявления в хребтах Джамандавантау, Акшийрякском и Чаткальском).

Небольшие залежи кластогенного золота (золотоносных палеороссыпей) тяготеют преимущественно к более грубообломочной, гравелито-конгломератовой части тюлькубашского разреза (хр. Пскемский и Сандалашский). Содержание золота колеблется от долей до первых г/т, иногда достигая 8 г/т. Совместно с обломочным золотом отмечаются магнетит, гематит и киноварь, что, по мнению Н.И. Назаровой и И.А. Мезгина, повышает перспективы россыпной золотоносности отдельных районов распространения тюлькубашской свиты (к примеру, Куручкурганская площадь в Чаткальском регионе)

Закономерности размещения проявлений меди и золота в тюлькубашской свите определяются прежде всего седиментологическими факторами.

Полиметаллическая эвапорит-терригенно-карбонатная формация ($D_{2-3}-C_1$). Основу металлогенического потенциала формации составляют главным образом стратиформные залежи комплексных руд полиметаллов (Pb, Zn, Cu, Ag с флюоритом, баритом, ртутью и др. полезными компонентами), локализованных преимущественно в известково-магнезиальных (битуминозно-доломитовых) отложениях D_2-C_1 с повышенной сероносностью и соленосностью. Пластообразные залежи сульфидов свинца, цинка и меди порой сопровождаются комбинированными, согласно-секущими, более поздними рудоминеральными обособлениями, развивающимися в тектонически ослабленных участках рудовмещающих толщ. В последних наблюдается литологическая дифференциация распределения ведущих минеральных типов руд: свинцово-цинковые (сереброносные сфалерит-галенитовые) руды локализуются преимущественно в карбонатных породах, а медная сульфидная минерализация предпочтительнее развивается в терригенно-карбонатных (известково-глинисто-мергелисто-песчанистых) отложениях.

Рудоотложения ранних стадий связываются с восстановительными субсолонными геохимическими фациями прибрежно-морского мелководья – отшнуровавшихся заливов и проливов, изолированных лагун и лиманов эпиконтинтальных тыловых палеобассейнов седиментации. В это время формируются сингенетические и синдиагенетические концентрации рудообразующих веществ. Более поздние стадии рудообразования обуславливаются эпигенетическими процессами, но практически без влияния магматизма. Приведенные выше общие рудногеологические особенности рассматриваемой полиметаллической формации можно считать в совокупности с другими ее признаками показательными для рудоносных осадочных комплексов пассивных континентальных окраин, иногда кратковременно подвергающихся амагматической тектоно-металлогенической активизации.

Ареалы развития рассматриваемого полиметаллического оруденения оконтуриваются в три металлогенические зоны: 1) Сумсар-Бозбутоо-Падшаатинскую (проявления Бозбутооского, Каратооского, Сумсарского и других рудных районов в Чаткало-Кураминском регионе); 2) Молдотоо-Кавакскую (Кичик-Киндыкская, Кокджертинская, другие группы I проявлений Присонкульского района, наиболее крупное из которых является месторождение Дальнее в доломитах сонкульской свиты турнейского яруса); 3) Гузан-Канскую металлогеническую зону, выделяемую нами условно в составе Срединного Тянь-Шаня. Проявления Гузанской, Катран-Канской и Каратау-Мадыгенской групп этой зоны описываются другими исследователями в составе северной периферической части Южного Тянь-Шаня.

Основные продуктивные залежи полиметаллического оруденения приурочены к отдельным известняково-доломитовым горизонтам живетского яруса следующих рудных районов (РР) Сумсар-Пад-

шаатинской металлогенической зоны: а) Бозбутооского РР (месторождения свинца Узунбулак, Аирташ, Джалпакташ, Джарказган, Караджилга, Кок-Янгахсай, Мазарсу, Сынысай, Уйалма, Туяташ и др. локализованные в рудоносном доломитовом горизонте живета протяженностью около 40 км); б) Каратооского РР с месторождениями свинцово-медных и баритовых руд согласно-секущего типа в основании живет-франской рудоносной толщи (Белькудук, Дастар) и стратиформными свинцово-цинковыми залежами в живетских (Ортобель, Сарча и др.) и франских (Кара-Ункур) карбонатных отложениях; в) Сумсарского РР, где прослеживаются два протяженных (3,5–7 км) известняково-доломитовых горизонта (рудоносные пачки «Б» и «Г» мощностью от 6–9 до 30 м) живетского яруса с многочисленными месторождениями и рудопроявлениями полиметаллов (свинец, цинк, медь) и барита. Главным рудоносным горизонтом является верхняя пачка «Г», где размещаются месторождения Сумсар, Тамаксай, Чонкуль и др. с доминирующими галенит-сфалерит-баритовыми минеральными типами высокосеребристых руд. В нижнем рудоносном горизонте (пачка «Б») залегают стратиформные полиметаллические проявления (Акмашат, Кашкасу, Четинди, Чепбулаксай и др.), но отличающиеся от руд главного горизонта (пачки «Г») практически отсутствием сфалерита и более убогими концентрациями металлов (содержание свинца в рудах здесь от 0,5 до 1 %, что на полпорядка ниже руд Сумсара). Полиметаллические рудопроявления Молдотоо-Кавакской металлогенической зоны (Дальнее, Донгуз, Кенсай, Кичи-Киндик, Учурсай и др.) приурочены преимущественно к доломитистым породам сонкульской свиты турнейского яруса. Оруденение представлено сравнительно бедной прожилково-вкрапленной минерализацией галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, барита и флюорита, не имеющей промышленного значения. Рудоносный горизонт мощностью до 5 м прослеживается на протяжении 500–600 м. Содержания свинца и цинка в рудовмещающих доломитах низкие (до 0,1–0,5 %) и не достигают промышленных кондиций. В рудах Молдотооского, как и Сумсарского рудного района отмечаются повышенные концентрации Cu, Cd, Ag, Ge, Ni, Co и других элементов (Асаналиев, 1984).

Перспективы полиметаллической эвапорит-терригенно-карбонатной формации девона-карбона Срединного Тянь-Шаня связываются, во-первых, с возможностью обнаружения в Сумсар-Падшаатинской металлогенической зоне новых месторождений (по принципу аналогий) Миргалимсайского (Каратауского) типа; во-вторых, схожесть уже отработанных месторождений Кан и Кан-и-Гут с месторождениями Атасуйского (Казахстан) и Учкулачского (Узбекистан) типов позволяют считать резервы Гузан-Канской металлогенической зоны еще не исчерпанными. Кроме того, здесь сохранились складированные рудные отвалы с промышленными содержаниями (десятки–сотни г/т) серебра, которые могут быть использованы артельным способом с применением методов кучного выщелачивания.

Сумсар – стратиформное полиметаллическое месторождение, представленное пластовыми и столбообразными рудными телами с прожилково-вкрапленной промышленной галенит-сфалеритовой и халькопирит-борнитовой минерализацией. Площадь месторождения почти целиком сложена только терригенно-карбонатными отложениями живетского яруса (D_2 gv). Вся толща интенсивно смята в синклиналиную складку, в результате чего породы приобрели почти вертикальное залегание. Магматические породы на месторождении отсутствуют.

Наиболее крупной структурой рудного поля является Сумсарская брахиантиклиналь, представляющая собой складку первого порядка. Месторождение приурочено к синклинали, осложняющей северо-восточное крыло брахиантиклинальной структуры.

Рудные тела приурочены к одной из пачек доломитизированных известняков. Месторождение обладает явными признаками стратиформного объекта. Оруденение в виде согласно горизонта смято совместно с вмещающими известняками в складки и разбито на блоки (участки) разломами. Однако наибольшая мощность рудных тел отмечена вблизи разломов. В этих местах увеличивается и интенсивность оруденения.

Свинцово-цинковое оруденение распространено в интенсивно дробленных массивных доломитах и известняках в виде весьма неравномерно обогащенных тел линзообразной, пластообразной, столбообразной и неправильной форм. Мощность рудовмещающего горизонта 2–20 м, прослеживается в длину 1,5 км. Рудные тела пластообразной формы имеют мощность 0,5–14 м, длиной в десятки и сотни метров.

Околорудные изменения выражены слабо, но связаны с образованием руды. Они представлены доломитизацией, кальцитизацией, окварцеванием, баритизацией, серпентинизацией и осветлением рудовмещающих доломитизированных известняков и доломитов. На поверхности руда окислена с образованием церрусита, англезита, малахита. Глубина окисления 10–15 м.

В связи с согласно, пластовым залеганием рудного горизонта вертикальный размах оруденения

обусловлен только степенью складчатости рудовмещающих толщ. А она на месторождении очень интенсивная, в результате чего рудный пласт приобрел субвертикальное положение и прослежен скважинами на глубину 700 м от поверхности.

Золото-ртутно-мышьяковая рудная формация объединяет проявления золотосодержащих сульфидных руд Чаткало-Кураминского района (месторождение Джалама, рудопроявления Акбалтырган, Артык-Булак, Ириуюк и др.). Стратифицированная сульфидная минерализация с тонкодисперсным золотом приурочивается к пачке битуминозных и сероносно-соленосных глинисто-кремнисто-карбонатных отложений D_{2-3} . Рассматриваемая рудная формация тяготеет к нижней части эвапорит-терригенно-карбонатной толщ D_2-C_1 , вмещающей полиметаллическое оруденение стратиформного типа Сумсар-Падшаатинской металлогенической зоны. Рудно-геохимическая специализация формации – Au, As, Hg, Sb, Pb, Zn, Ba, Sr.

Главный рудный минерал – золотоносный пирит, содержит повышенные концентрации As, Hg, Sb, Tl. Реже встречаются ртутносодержащий сфалерит, золотосодержащая киноварь; к более распространенным относятся реальгар, аурипигмент, ярозит. Рудовмещающие породы характеризуются газоносностью, повышенными (от 0,2–0,5 до 3%) содержаниями Сорг, интенсивной дислоцированностью за счет дизъюнктивно-пликативной тектоники и диапиризма, а также аномальными гипергенными изменениями.

Типовым примером описываемой рудной формации являются месторождения Джалама-Каратюбинского рудного поля (правый борт долины р. Кассансай), изучавшегося в 1986–1990 гг. И.И. Войтовичем, С.К. Мустафиным и И.А. Мезгиным. По данным этих исследователей ниже дается краткая характеристика месторождения Джалама и других аналогичных проявлений Каратюбинского рудного поля.

Рудовмещающие сульфатно-глинисто-карбонатные отложения D_{2-3} здесь залегают трансгрессивно на нижнедевонском вулканогенно-терригенном субстрате с вкрапленной золотосодержащей сульфидной минерализацией. Под глинисто-сланцевым и ангидрит-гипсовым экраном наблюдаются линзовидно-пластообразные тела кремнисто-карбонатных пород типа джаспероидов с равномерной прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией, основной носитель тонкодисперсного золота фрамбоидальный пирит, реже – киноварь. Свободное высокопробное золото ассоциирует с кварцем. Аномальные концентрации золота содержит ярозит.

По геологическим особенностям и вещественному составу месторождение Джалама относится к принципиально новому для Кыргызстана типу золоторудных образований. Оно имеет черты сходства с промышленными месторождениями тонкодисперсного золота штата Невада в США (Карлин типа). Аналогичные месторождения могут быть обнаружены в других районах развития полиметаллической эвапорит-терригенно-карбонатной формации D_2-C_2 Среднего Тянь-Шаня.

3.5.2. Рудоносные рифтогенные комплексы (Н.Т. Пак)

Рудоносные комплексы Туркестанского палеоокеана

Главной и типичной областью развития рудно-геологических аккреционно-коллизионных процессов Тянь-Шаня являются палеозоиды Южно-Тянь-Шаньского орогена. Здесь выделяются два основных геоструктурных элемента в ранге герцинских складчато-надвиговых поясов: Северный – Букантау-Кок-Шаальский пояс в геосистеме Урало-Тянь-Шаньских герцинид и Южный – Гиссаро-Восточно-Алайский пояс в геоструктурах Палеотитиса (Ю.С. Бискэ, 1996; В.С. Буртман, 1976; Г.С. Поршняков, 1973; ; П.А. Мухин и др., 1991; А.В. Яговкин, 1983 и др.).

Рудоносные и потенциально рудоносные структурно-вещественные комплексы (РСВК) Букантау-Кокшаальского пояса формировались в геодинамических обстановках, сопряженных с эволюцией Туркестанского палеоокеана. РСВК Гиссаро-Восточно-Алайского пояса формировались под влиянием Ягнобского палеоокеана. Закрытие (коллизионное сокращение) этих палеоокеанических структур создало синвергентный ансамбль тектонических покровов с южной (для Букантау-Кокшаала) и северной (для Гиссаро-Алая) вергенцией миграции поверхностных масс. Металлогенический профиль поясов определяет главным образом их сурьяно-ртутная специализация.

Рудоносные СВК Южного Тянь-Шаня возникли в разнообразных геодинамических обстановках: океанических, островодужных, задуговых и преддуговых бассейнов, пассивных и активных окраин континентов, син-постколлизионных и внутриплитных. Среди них выделяются стратифицированные

(согласные, нормально- и вулканогенно-осадочные) и секущие (син- и постинтрузивные или амагматические эндогенные) рудоносные СВК и рудные формации. Сравнительно высокой продуктивной рудонасыщенностью обладает Букантау-Кокшаальский пояс, гораздо лучше изученный, нежели Гиссаро-Восточно-Алайский пояс.

Рудные образования океанических структур (рифтовых) зон объединяются в чернометалльный ультрабазит-базальтоидный рудоносный комплекс. Рудногеохимическая специализация комплекса – Fe, Ti, V, Cr, Cu, Ni, Co, платиноиды, Au?. Комплекс включает несколько рудных формаций индикаторных для океанических рифтовых зон.

1. Хромит гипербазитовая РФ объединяет рудопоявления Алайского (Абширское, Араванское, Джейранбельское, Кара-Таш, Куль-Сай и др.) и Ат-Башинского (Ак-Байтал, Башкельтубек, Джинешке, Кембель и др.) хребтов. Убогая рудная минерализация приурочена к серпентинитизированным и лиственицитизированным интрузиям габбро-пироксенит-перидотитовой формации (Абширский, Араванский, Сарталинский и другие массивы). Рудовмещающие интрузивные тела офиолитовой ассоциации приурочиваются к сутурным зонам Южно-Ферганского и Ат-Баши-Иныльчекского глубинных разломов, трансирующих швы палеоокеанических структур.

Шлировые (10×60см) и линзовидные (1×15м) рудные обособления хромшпинелидов, а также участки рассеянной медно-никелевой минерализации размещаются среди аллохтонных тел серпентинизированных перидотитов, дунитов, гарцбургитов и пироксенитов. Минеральный состав руд: хромит, магнетит, ильменит, манганоякобсит, миллерит, фуксит, халькопирит, ковеллин, пентландит, гарниерит, медная зелень. Содержание трехоксида хрома в рудах составляет 32–47%, никеля 0,15–0,2 %, меди и ванадия до 0,05 %, платины, палладия и золота до 0,06 г/т.

Рудопоявления описываемой формации генетически связаны с продуктами гипербазитовой магмы и относятся к позднемагматическим рудным образованиям. Малые размеры аллохтонно залегающих рудоносных интрузивов, слабое развитие дунитовых дифференциатов, низкая магнезиальность (0,5–1,7) и металлоносность мелкомасштабных рудных тел не позволяют ожидать практически значимых месторождений хрома и никеля в герцинидах Южного Тянь-Шаня. Представляет определенный интерес повышенный фон благородных металлов, в особенности элементов платиновой группы.

2. Титано-магнетитовая габбро-родингитовая РФ включает единичные проявления (Араван, Джейранбель) титано-магнетитовых руд в одноименных ультраосновных интрузивах Алайского хребта. Они пространственно и парагенетически ассоциируют с участками хромитовой и медно-никелевой минерализации, но в большей степени тяготеют к апогабброидным родингитовым телам жилообразной морфологии. Выделяются небольшие рудные тела (0,2×30 м) хлорито-везувиановых габброидов-родингитов (Араван) и плагиоклаз-пироксеновых габбро-пегматоидных даек (Джейранбель) с ильменит-гематит-магнетитовой вкрапленной минерализацией позднемагматического происхождения.

Основные рудные минералы – магнетит (более 50 %), ильменит (33 %), гематит, лейкоксен и сфен (до 10 %). Ильменит содержит (в %): TiO_2 –37,5; Fe_2O_3 –4,1; FeO –30,2. Рудногеохимическая специализация формации океанически-базальтофильная (Fe, Ti, V, Cr).

Разрозненные точки ильменит-титаномагнетитовой минерализации с низкими (2,9–4,5 %) содержаниями TiO_2 известны в габброидах Керейского массива (Северная Фергана) и Ат-Башинского хребта. Здесь отмечаются небольшие проявления хризотил-асбеста (Акджол, Турдук, Учкур).

Рудопоявления характеризуемой формации из-за мелких и бедных рудных тел, а также глыбово-аллохтонного залегания «бескорневых» рудовмещающих интрузивов не представляют практического интереса.

3. Кремнисто-железородная РФ с узкой рудно-геохимической специализацией (Fe, Mn) объединяет кремнисто-магнетит-гематитовые залежи эксталяционно-осадочного генезиса Сарталинской и Учкурганской офиолитовых полос Южной Ферганы (месторождение Надир, Надиркан, Охна, Сартала; рудопоявления Уч-Курган, Аирбаз, Каратокой, Сох).

Основной рудоносный горизонт мощностью 0,5–25 м прослеживается на протяжении более 6 км в основании надирканской свиты ($O_{1,2}$), трансгрессивно залегающей на меланократовых базальтоидах Сарталинского и Надирского гипербазитовых массивов. Крутопадающие (50–80°) рудные залежи пластово-линзовидной формы мощностью 0,8–6,5 м и длиной до 1300 м сложены массивно-слоистыми и бобовыми кремнисто-железистыми рудами. Они вскрыты буровыми скважинами до глубины 350 м.

Минеральный состав руд: главный – гематит, второстепенный – магнетит; рудные минералы примеси – мартит, лимонит, в зоне окисления – пирит, халькопирит, борнит, апатит. Содержание железа

в рудах составляет 40,6–54,7 % (среднее 47 %), кремнезема – 9,7–24 %, окиси марганца – 0,1–2,3 %, фосфора – 0,7 %, серы – 0,01 %; элементы – примеси – Cr, Ni, Co, Ti, Mn, V.

Разведанные запасы руд месторождения Надир составляют 2 млн. тонн, а прогнозные ресурсы долины Охны оцениваются по геолого-геофизическим данным в 12 млн. тонн.

Высокие значения железомарганцевого модуля в железистых рудах (140–390) свидетельствуют о привносе рудных компонентов подводным базальтоидным вулканизмом (Страхов, 1974; Вишневецкий, 1978). Месторождения кремнисто-железородной формации, залегающие в низах и внутри трансгрессивной серии основных (пикритовых) вулканитов офиолитовой ассоциации периферических зон Туркестано-Алая, заслуживают специального изучения как потенциальный источник минерально-сырьевой базы действующих металлургических заводов (Беговатский и др.) соседнего Узбекистана. Горнотехнические и социально-экономические условия (инфраструктура) районов железородных месторождений благоприятствуют их промышленному освоению. Здесь имеются хорошие транспортные коммуникации, электросети, высвобождающиеся техника и трудовые ресурсы действующих рядом, но, к сожалению, приходящих в упадок Хайдарканского ртутного и Кадамджайского сурьмяного комбинатов.

3.5.3. Рудоносные комплексы островных дуг (Е-О_{1,2}) (Р.Д. Дженчураева)

Рудоносные комплексы Сакского палеоокеана

В конце раннего кембрия–тремадоке в северной части Сакского (Ишим-Нарынского) палеоокеанического бассейна субпараллельно его окраине формировалась Капкатас-Восточно-Терской энсиматическая островная дуга. Ее заложение и развитие было обусловлено субдукцией океанической коры в сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, от которого дуга отделялась Киргизско-Терской задуговым энсиматическим бассейном (Максумова, Дженчураева, 2003). В связи со спредингом в задуговом бассейне формировалась океаническая кора надсубдукционного спредингового типа (Гесь и др., 2008). В пределах выходов пород офиолитового комплекса вне зависимости от его происхождения (океанический или спредингово-надсубдукционный задуговой) встречаются мелкие проявления золоторудной минерализации. Главенствующую роль в их размещении играют дизъюнктивные дислокации, поскольку повышенные содержания золота (от сотых г/т до первых г/т) обычно приурочены к мелким зонам дробления базальтов, реже – габброидов, серпентинитов, пронизанных прожилками кварца, кальцита, гематита, с мелкой вкрапленностью пирита и минералов меди.

Кроме отмеченных выше основных магматитов, золоторудная минерализация характерна для расположенных в прослоях и линзах кремнистых и яшмовидных пород, часто подвергавшихся брекчированию, окварцеванию, карбонатизации. Повышенные содержания золота с пиритом, минералами меди и местами других рудных элементов приурочены именно к таким тектоно-гидротермально-измененным породам. Среди этих проявлений выделяется горизонт (мощность до 100 м) частично перекристаллизованных и пиритизированных кремнистых сланцев среди metabазальтов ириторской толщи кембрия-нижнего ордовика на северном склоне хр. Сон-Куль-Тоо. Эти сланцы были опробованы на содержание золота, которое, по данным спектрозолотометрического анализа (Гесь, Войтович, 2006), достигает местами 3,5 г/т.

Вулканическая активность среднеордовикских энсиалических островных дуг была важным металлогеническим элементом, характеризовавшимся формированием месторождений медно-порфирирового типа, тесно связанных во времени и пространстве с известково-щелочным магматизмом.

В качестве индикаторных рудных образований для этой обстановки можно представить класс наиболее многочисленных месторождений порфир-типа, которые контролируются вулкано-купольными структурами. Это Талды-Булак, Коккия, Каракол, Андаш, Акташ, Тохтонысай и др., расположенные в Киргизском хребте, образующие единый медно-порфирировый пояс (Игембердиев и др., 1984). По условиям формирования и геологическому строению эти месторождения имеют много общих черт (Спиваков, 1989; Djenchuraeva, Maksumova, 1993).

Этому времени присуще внедрение разновозрастных интрузивных комплексов начиная с пород диорит-тоналитового (в энсиматических островных дугах) до пород, диорит-гранодиоритового, (монцонит-гранодиоритового) и шонкинитового состава, внедрившихся в обстановке аккреции. Последние прорывают комплексы пород автохтона и аллохтона. В структуре Тянь-Шаня эти раннепалеозойские интрузивные комплексы представлены широко.

Магматическая активность островных дуг предопределила формирование месторождений медно-золото-порфирового типа, пространственно связанных с интрузиями известково-щелочного состава. Интрузии монцонитоидных комплексов образуют кольцевые дайки и рои секущих даек среднего, субщелочного и кислого состава и характеризуются высокими содержаниями летучих компонентов (F, Cl, B, CO₂ и др.). Изотопный состав сульфидной серы от +0,52 до -2,00‰ и находится на уровне метеоритного стандарта (Djenchuraeva, Maksumova, 1993₁; Jenchuraeva, 1997).

Месторождения порфир-типа пространственно тяготеют к узлам пересечения линейных нарушений глубокого заложения с нарушениями более высоких порядков и парагенетически связаны с интрузивными массивами раннепалеозойских комплексов.

В их строении принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения нижнего ордовика, прорванные порфировидными гранодиоритами (в данном случае – Алмалинский комплекс), а также кварцевыми монцонит-порфирами и монцодиорит-порфирами. Возраст их определен – 480 млн. лет (Djenchuraeva, Maksumova, 1993₁). Эти породы выделены как порфировая фаза. Широко представлен дайковый комплекс. Порфировые штоки надстраиваются брекчиевыми трубками. Зональность метасоматических пород месторождений порфир-типа относится к числу наиболее характерных и выдержанных признаков. Центром зональности является брекчиевая трубка. Наряду с флишенаккумуляцией в среднем ордовике продолжающаяся субдукция коры Сакского (Ишим-Нарынского) палеоокеана вызвала проявление субаэрального вулканизма с излиянием дифференцированной известково-щелочной и субщелочной (до шошонитовой) серий. Вулканизм сопровождался мощным интрузивным гранитоидным магматизмом. Вулканы среднего ордовика и флишевые серии того же возраста со структурным несогласием залегают на коре ранних каледонид Северного Тянь-Шаня (Максумова, Дженчураева, 2003). Со среднеордовикскими (токайлуашуйский, булакашинский и шыргыйский) вулканно-плутоническими комплексами связано вкрапленное медно-сульфидное оруденение, совмещенное в пространстве с колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим оруденением (Дженчураева, 1999).

Описанные ранее (Дженчураева и др., 1989) нижнепалеозойские субдукционные интрузивные комплексы E-O₁ характеризуются формированием плагиогранитных интрузий (в симатических островных дугах: ногайсайский, сонкультауский, балачичканский) и субдукционно-раннеколлизийных диорит-монцодиоритовых комплексов O₂, с которыми наблюдается парагенетическая связь рассеянной золото-медно-порфировой и золоторудной минерализации в Северном Тянь-Шане. Промышленное оруденение связано также с последующими геодинамическими процессами, в частности, с монцонитоидами активной континентальной окраины Андийского типа (D₁-C₂) в период формирования новой вулканической дуги.

Как было отмечено выше, медно-порфировый пояс в Северном Тянь-Шане представлен рядом типичных месторождений этого класса, среди которых промышленными являются Талды-Булак и Андаш (Таласская группа месторождений). Находятся они на южном склоне западного окончания Кыргызского хребта.

Площадь месторождения Талдыбулак представлена островодужными вулканогенно-осадочными породами (интенсивно измененными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, туфами, порфиридами андезитового и андезито-базальтового состава, O₁). Они перекристаллизованы, серицитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, окварцованы и прорваны штоком диоритовых-порфиритов (O₂). Последние интенсивно изменены и включают многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Брекчиевое тело представлено обломками вмещающих пород, сцементированных интрузивным материалом. В рудовмещающих диоритах за счет гидротермально-метасоматических изменений порообразующие минералы почти нацело замещены альбитом, серицитом, халькопиритом, эпидотом, кальцитом.

Кварцевые прожилки образуют рудный штокверк, который несет рудную минерализацию. Золоторудные и медные контуры не совпадают. Основные промышленные рудные компоненты – золото, медь и молибден. Содержания этих элементов соответственно составляют 1,12г/т, 0,2% и 0,008%. Рудная минерализация не выходит за пределы штокверка в диоритах, занимая его центральную часть, около 75% его обнаженной поверхности. Медная, золотая и молибденовая минерализации локализуются в основном в кварцевых прожилках и участках межпрожилкового окварцевания (Спиваков, 1989).

Основные рудные минералы – халькопирит, молибденит, малахит, хризоколла, из нерудных – кварц, полевой шпат, серицит. Скважинами оруденение прослежено на глубину 500м. Явных признаков выклинивания рудного штокверка по падению не обнаружено. На глубину есть тенденция к рас-

ширению штокверка. Верхняя часть его уничтожена эрозией. Вертикальный размах оруденения более 1,0 км. Зона окисления прослежена до глубины 40–50 м.

Аналогичного типа месторождение Андаш (рис. 3.41) расположено восточнее месторождения Талдыбулак и локализуется в приконтактовой части западной оконечности массива Узунбулакского штока порфиридных гранодиоритов.

Интрузивные породы занимают около 50% территории месторождения. Многочисленные дайки – кварцевые монцодиорит-порфиры – выделены как порфирировая рудоносная фаза. Абсолютный возраст составляет 440 ± 8 млн лет (Дженчураева, 1990,). На поверхности обнажено два брекчиевых тела. Восточная трубка в плане имеет форму эллипса 550×250 м. Обломки порфиридных гранодиоритов имеют угловатую и овальную формы, размеры от первых сантиметров до 1–4 м. Цементированы они кварцем и мелко перетертой массой гранодиоритового состава. Брекчиевая трубка прослежена скважинами на глубину 150 м и в разрезе представляет ветвящийся ствол. С глубиной калишпатизация уменьшается и исчезает рудоносный черный кварц.

Западная трубка в контакте с Узунбулакским штоком по характеру другая. В обломках это в основном измененные туфопесчаники, алевролиты и роговики, цементированные мелкообломочным перетертым материалом. Кварц-турмалиновые брекчии с угловатыми обломками роговиков и слабоизмененных туфов встречаются в апикальных частях многочисленных апофиз монцодиорит-порфиров. Цементом является агрегат кварца и турмалина, иногда с хлоритом и серицитом.

Оруденение в основном вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, магнетит, гематит, второстепенные – галенит, сфалерит, пирротин, блеклая руда. Наиболее богатое оруденение наблюдается в брекчиевой трубке и примыкающих участках измененных пород. Рудное тело повторяет контуры брекчиевого тела и имеет эллипсоидную форму. Контуры рудных тел определены условно по содержанию золота около 1 г/т и меди – 0,1 %. Контуры золотой и медной минерализации часто совпадают.

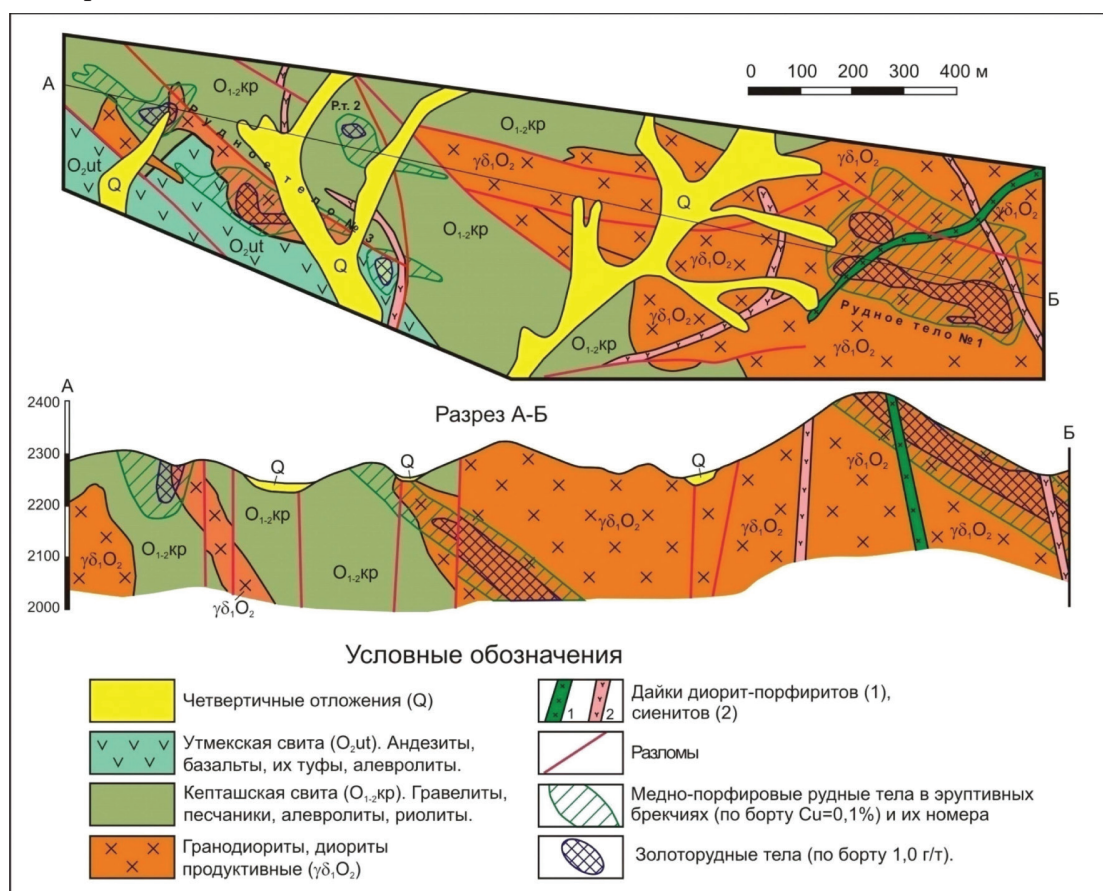


Рис. 3.41. Схематическая геологическая карта месторождения Андаш (Никоноров, 2004)

Меднорудные тела четко увязываются с кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, а промышленное золотое оруденение, помимо этого, еще характерно для кварц-серицитовой и кварц-каолинит-серицитовой фаций. Модельный возраст оруденения, полученный уран-свинцовым методом по цир-

кону, – 400 млн. лет (Дженчураева, 1990₂) может свидетельствовать о более позднем формировании оруденения.

Аналогичные образования характерны и для восточной части Киргизского хребта (Талды-Булак-Боординский рудный район), где отмечены идентичные метасоматические образования с золото-медным оруденением. Связаны они с монцитонитоидными комплексами, имеющими характерные черты сходства с алмалинским интрузивным комплексом. К ним относятся ордовикские рудно-метасоматические образования, распространенные на типовых объектах Беркут, Беркут-Кашка.

Ореолы калишпатизации здесь представлены более широкими полями площадных калишпатитов и, помимо этого, зонами жильной калишпатизации, кварц- и карбонат-калишпатизации. По аналогии с Таласской площадью широко развита калишпатизация в брекчиевых телах, причем формы ее проявления более разнообразны: от калишпатизации обломков до полного замещения цементирующей массы. Кварц-турмалиновые метасоматиты также широко распространены на участке Кашка-Беркут и развиваются по гнейсам и монцо-гранитам в виде многочисленных субпараллельных прожилков. Пропилитовые и кварц-скрицитовые изменения (березиты) на этой территории проявлены повсеместно, но выражены не контрастно. Березиты отвечают хлорит-серицитовой фации и развиты по монцо-габбро. Слабая пропилитизация эпидот-хлоритовой фации развита в зонах брекчий и прилегающих участках. Аргиллизация широко распространена и приурочена к зоне контакта монцодиоритов и граносиенит-порфиоров. Специфическим отличием этих аргиллизитов от Таласской группы является наличие новообразованных минералов – железо-магнезиальных карбонатов (до 10–20 % от общей массы). Оруденение характеризуется идентичностью состава и пространственного положения, присущего западной части Киргизского хребта, и представлено в основном вкрапленным и прожилково-вкрапленным типом минерализации. Минеральный состав: главные – золото, халькопирит, пирит и галенит, второстепенные – молибденит и сульфосоли.

В целом для обсуждаемого типа месторождений типоморфными можно считать: кварц-калишпатовые, кварц-турмалиновые метасоматиты, филлизиты (березиты), аргиллизиты и пропилиты, а оруденение – вкрапленное золото-медно-сульфидного состава. Рудно-метасоматические образования для данной обстановки представляют собой закономерный ряд родственных метасоматических формаций с прожилково-вкрапленным золото-молибден-медным оруденением, связанных с монцитонитоидным комплексом.

Как представитель этой же порфировой системы выступает месторождение Акташ. Оно расположено на контакте нижнекембрийских известняков, эффузивов основного состава, алевролитов и песчаников, прорванных Акташской интрузией ордовикского возраста (гранитами, переходящими в эндоконтакте в гранодиориты и диориты), дайками среднего и кислого состава. На контакте интрузии в гранатовых и гранат-пироксеновых скарнах сформированы гнездо- и линзообразные магнетитовые тела с вкрапленным золото-сульфидным оруденением. В магнетитовых телах золото приурочено к зонам дробления и сульфидной минерализации (халькопирит, борнит, вторичные минералы меди). Золото представлено в них мелкими пластинчатыми и чешуйчатыми зернами. В гранат-пироксеновых скарнах содержание золота колеблется от следов до 10 г/т, а в магнетите отмечены наиболее высокие его содержания от 4 до 70 г/т. Гипсометрически выше установлено наличие медно-порфирового оруденения в связи с дайками сиенит- и гранит-порфиоров (Пак и др., 2006).

Месторождение Джеруй не вписывается в простую схему формирования Таласских месторождений порфир-типа. Здесь имели место полихронные процессы, которые были связаны с различными геодинамическими обстановками (Djenchuraeva et al., 2001₃).

В геологическом отношении месторождение находится в пределах северного блока, где распространены главным образом интрузивные породы Табалыкского массива и протерозойские породы ортотауской свиты (R_{2or}). В южном блоке наблюдаются коллизионные граниты суусамырского комплекса (O_{3s}) и среднепалеозойские отложения ирибулакской свиты (рис. 3.42).

Интрузивные породы занимают около 70% площади и представлены раннеколлизионными кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами табалыкского комплекса ($O_2 t$) и серией разновозрастных даек различного состава: от оцеляритовых диабазовых порфиритов, спессартитов до гранодиорит- и гранит-порфиоров.

Табалыкский комплекс был выделен А.А. Черепановым в 1971 году (Стратифицированные..., 1982) и датировался им как позднекембрийско-раннеордовикский. Возраст интрузивных образований Табалыкского комплекса до сих пор остается спорным.

Вмещающие оруденение породы претерпели интенсивный метасоматоз. К наиболее высокотемпературным образованиям следует отнести зонально построенные тела магнезиальных и известковых скарнов, сформированные на контакте доломитов ортоэтауской свиты с кварцевыми монцодиоритами. Присутствие монтичеллита (магнезиальные скарны малых глубин) указывает на небольшие глубины формирования скарнов, но высокие температуры.

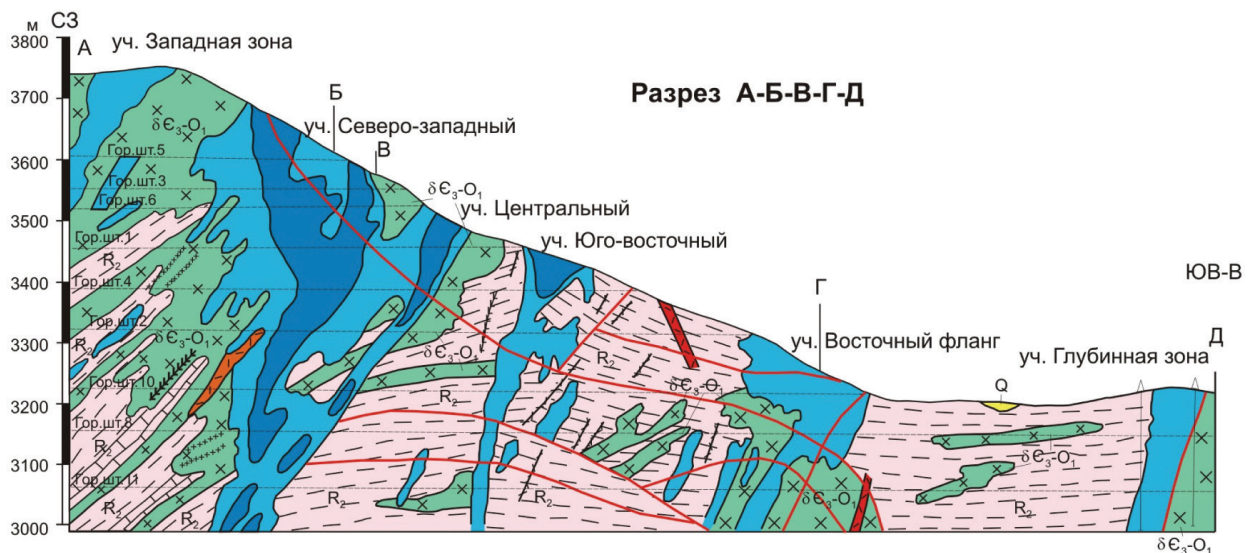
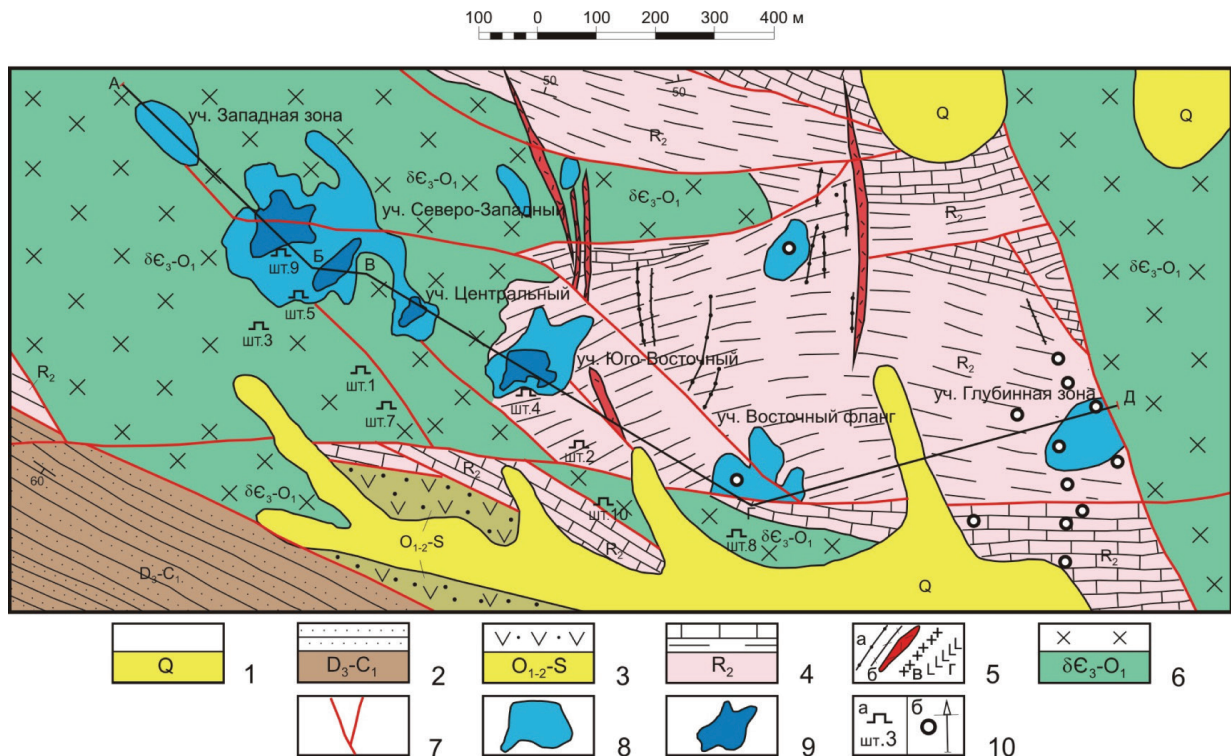


Рис. 3.42. Геологическая карта и разрез месторождения Джеруй (по материалам Джеруйской ГРП): 1 – современные рыхлые отложения: щебни, глины, суглинки; 2 – алевриты, песчаники, туфопесчаники; 3 – туфы андезитовых порфиритов, туффиты, кремни, яшмы; 4 – кварц-сланцевые сланцы, мраморы, парагнейсы, мигматиты, кварцитовидные песчаники; 5 – дайки: а) диабазовых порфиритов; б) кварцевых порфиров; в) аплитов; г) спессартитов; 6 – диориты, кварцевые диориты, монцониты; 7 – тектонические нарушения; 8 – золоторудные тела-штокверки с содержаниями золота 1–2 г/т; 9 – золоторудные тела-штокверки с промышленными рудами с содержаниями золота >2 г/т; 10 – горные выработки: а) штольни; б) буровые скважины на плане и разрезе

Ранний калиевый метасоматоз проявлен в виде калишпатизации и биотитизации по интрузивным породам и имеет площадное распространение.

Процесс рудоотложения сопровождался формированием кварц-калишпатовых метасоматитов, зон березитизации и аргиллизации. Центральные части рудных тел порой бывают преобразованы в кварц-карбонат-серицитовую породу с реликтами исходных структур. Содержание K_2O в таких породах достигает 4–6%. Кварцевые жилы и прожилки имеют главным образом субмеридиональное направление и образуют рудный штокверк Северо-Западного участка. Последний сформировался на пересечении субширотных нарушений, параллельных Ичкелетау-Суусамырскому разлому и субмеридиональных нарушений.

Главное рудное тело околонушено в пределах центральной части рудного штокверка и имеет протяженность на глубину до 900 м. В нем заключено около 80% богатых балансовых руд. Среднее содержание (при борте 2,7 г/т) практически линейно возрастает от 6,52 г/т на поверхности до 12,56 г/т на горизонте шт.10 (3240 м), затем начиная с горизонта шт.8 (3160 м) постепенно уменьшается. Жильное обрамление Главного рудного тела принадлежит системам двух направлений: субмеридионального (С-СЗ) и северо-восточного. Наиболее перспективной является первая система.

Остальные рудные тела (Юго-Восточный участок, Южный штокверк, рудные зоны Апофиза, Западная, Северная, Глубинная, Ашутор и др.) расположены на флангах Северо-Западного участка и представлены аналогичными малосульфидными золото-кварцевыми телами.

На месторождении выделен один, практически монометалльный промышленный тип руд – кварц-золоторудный, убогосульфидный. Ведущим компонентом является свободное золото. В качестве сопутствующих элементов можно отметить серебро, теллур, висмут и др.

Верхняя часть месторождения представлена тремя основными типами руд: оруденение в массивном кварце, в штокверке и в зонах прожилкового окварцевания кварцевого диорита. Интенсивность оруденения зависит от интенсивности окварцевания. Наиболее богатое оруденение локализуется в стержневых жилах, линзах и зонах массивного кварца. Состав рудной минерализации в кварцевых жилах и в штокверковых прожилках идентичен.

Кварц-висмутин-тетрадимит-золоторудная ассоциация является основной продуктивной. Остальные ассоциации – кварц-сульфидно-сульфосольная и кварц-шеелит-молибденитовая в количественном отношении резко подчинены. Кварц-висмут-тетрадимит-золоторудная ассоциация шире проявлена на средних и верхних горизонтах. Основным жильным минералом является кварц, в подчиненных количествах присутствует карбонат. На месторождении установлено более ста минералов.

Таким образом, формирование месторождения Джеруй определяется историей геодинамического развития региона и характеризуется более сложной схемой магматизма и рудообразования.

Рудоносные комплексы Туркестанского палеоокеана (S_2 - $D_{1,2}$) (Р.Д.Дженчураева)

В пределах Южного Тянь-Шаня выделяется полиметалльно-колчеданный рудоносный комплекс, объединяющий многочисленные проявления поликомпонентных колчеданно-полиметаллических руд (Pb, Zn, Cu, As, Au, Ag, Sb, Hg, Bi, Cd, Ba) Алайского (Кыргызатинская группа), Ат-Башинского (одноименная группа) и Иныльчекского (Каиндинская группа) хребтов.

В Алайском и Ат-Башинском хребтах рудные образования рассматриваемого рудоносного комплекса парагенетически связаны с контрастно дифференцированными риолит-кератофир-терригенно-диабазовыми формациями S_2 - D_1 и D_1 - D_2 (Турдукеев И.Д., Шамшиев О.Ш., Маралбаев А.О. 1996). Наиболее крупными и показательными из них являются месторождения Снежное и Суртеке в Ат-Башинском хребте. Здесь пластовые и линзовидные рудные тела мощностью до 2 м и протяженностью свыше 400 м согласно залегают в туфо-алевролитово-сланцевых отложениях D_1 - D_2 , слагающих крыло синклинали складки. Рудовмещающие породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм и аргиллизацию.

Минеральный состав стратиформных рудных залежей: рудные – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и золото (до 2 г/т); нерудные – карбонаты, кварц, барит. Элементы-примеси руд: Ag (8-10 г/т), As, Cd, Hg, Bi. Минеральные типы руд: 1) золото-пирит-халькопиритовый, 2) пирит-пирротинный и 3) пирит-сфалерит-галенит-баритовый.

Аналогичные рудные образования комплексных колчеданно-полиметаллических проявлений распространены в Каиндинском типе вулканогенно-карбонатно-сланцевого разреза силура-девона на южном склоне хр. Иныльчек (исфаринский горизонт). Здесь известны рудопроявления Каинды, Кайче, Уч-Чат, Чолок-Калчигай и др., приуроченные к контакту углеродисто-глинистых и карбонатных отложений верхнелудловского возраста. Рудовмещающие породы образуют антиклинальную складку С-В направления.

Рудные залежи пластово-линзовидной подковообразной формы прослеживаются более чем на 200 м. Мощность отдельных рудных тел от 0,5 до 4–5 м.

Минеральный состав руд: галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, антимонит, смитсонит, золото, карбонаты, кварц. Содержание металлов в рудах таковы (в %): Pb – 2,3–27; Zn – 0,3–15,2; As – до 4–6,5; Sb – до 0,4; золото – 0,2–11,6 г/т, Ag – 0,4–58 г/т.

В практическом отношении месторождения рассматриваемого рудоносного комплекса из-за сравнительно небольших размеров полиметаллических рудных тел малоинтересны. Однако заслуживает внимания их относительно высокая золотоносность и сереброносность. Дифференцированный характер рудовмещающего вулканогенно-осадочного комплекса, регионально специализированного на цветные и благородные металлы, следует расценивать в качестве благоприятных геолого-геохимических предпосылок обнаружения новых колчеданно-полиметаллических месторождений в аналогичных структурно-вещественных комплексах островодужных систем океанического этапа геологии Южного Тянь-Шаня.

Рудоносные комплексы Ягнобского палеоокеана (S_2 - D_1)

В метаморфизованных островодужных СВК Ягнобского палеоокеана ($S-C_1$) рудная золото-сульфидная минерализация проявлена в связи с коллизионным гранитоидным магматизмом (P_1), а также киноварная и антимонит-киноварная в джаспероидах поднадвиговых зон, относящаяся уже к внутриплитному этапу.

3.5.4. Рудоносные комплексы активных окраин Кыргызского континента (D_1 - C_2) (Р.Д. Дженчураева)

Рудоносные комплексы северной окраины зондского типа

Этап новой тектоно-магматической активизации в раннем девоне был задан закрытием Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна и формированием новой вулканической дуги. В раннем девоне в результате погружения под северную окраину Кыргызско-Казахского континента океанической плиты Джунгаро-Балхашского бассейна началось формирование вулканоплутонического пояса. В пределах Аральской мульды образовался крупный стратовулкан. Вулканическая деятельность сопровождалась проявлениями интрузивного магматизма гранит-гранодиоритового состава. Заложение вулканокупольных структур происходило на гетерогенной структуре каледонид в стадию активной континентальной окраины и сопровождалось формированием разнообразных типов рудной минерализации и промышленными месторождениями.

В западной части Кыргызского хребта установлено широкое развитие девонских интрузивных образований. Среди них выделены ранне-, средне- и позднедевонские комплексы, которые вместе с девонскими вулканами составляют вулканоплутонический комплекс активной континентальной окраины.

Ряд рудопроявлений (Кан-Терек, Талды-Суу, Джангызтал, Коккия, Верхний Узун-Булак, Чонур и др.) сформирован в контакте монцониоидных тел Талдысуйского, Аральского, Баркольского и Кара-Кистакского субвулканических интрузивных комплексов.

На месторождении Чонур, одном из перспективных объектов, основное оруденение размещено в 12 минерализованных зонах СВ-направления протяженностью более 1 км. На площади месторождения обнажены осадочные породы джангызтальской свиты и кварцевые монцодиориты ($q\delta D_1$) Баркольского массива. Широко развитый дайковый комплекс представлен Талдысуйскими кварцевыми сиенит-порфирами ($q\zeta\pi D_3$), гранит-порфирами ($\gamma\pi D_{2,3}$) и пермскими (?) сиенит-порфирами, диоритовыми порфиритами. В кварцевых монцодиоритах на значительных по размерам участках развита серицитизация, эпидотизация, калишпатизация и окварцевание. Довольно часто в них содержатся ксенолиты пород джангызтальской свиты, ороговикованные в различной степени, размером от 3–10 до 250–300 м.

Золотосодержащие кварц-сульфидные жилы протяженностью до 100 и более метров приурочены к линейно-вытянутым зонам трещиноватости мощностью от 0,4 до 4,5 м, формируя серии из 2–12 жил. Вмещающие их кварцевые монцодиориты на контактах с жилами интенсивно хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы. Они содержат вкрапленность пирита и реже – халькопирита. Основным полезным компонентом месторождения является золото в жилах кварц-сульфидного и сульфидного состава. Золоту сопутствуют: медь (до 8,63%), серебро (до 140 г/т), висмут (до 1%), свинец (до 1%), молибден (до 0,5%). Руды месторождения характеризуются крайне неравномерным распределе-

нием золота – от 0,1 до 210 г/т, причём с глубиной намечается тенденция к увеличению содержаний и параметров рудных тел. Золото присутствует как в виде обособленных золотин разнообразной формы, так и в сростках с кварцем, полевым шпатами и сульфидами.

К другой группе проявлений (Баркольской) относятся многочисленные рудопроявления и пункты минерализации, имеющие состав золото-сурьмяной ассоциации. Минерализация золота связана с зонами гидротермально-метасоматических изменений в вулканогенных породах тохтонысайской, андашской свит и сугатинской толщи. Эти изменения проявляются в виде аргиллизации, окремнения, карбонитизации, окварцевания, калишпатизации, эпидотизации. Содержание золота в объектах этой группы колеблется от 0,4 до 23,8 г/т. Наряду с сурьмой золоту сопутствуют цинк, иногда серебро, отмечены барий, молибден.

Золото-медное месторождение Акташ представлено скарнами, но относится к единой медно-порфировой системе. Площадь месторождения сложена вулканогенно-осадочными породами тохтонысайской свиты ($C_{1-2}ts$), прорванными штоками и даками разновозрастных интрузивных комплексов:

- Андашский комплекс – субвулканические тела и дайки диоритовых и андезитовых порфиритов.
- Интрузивные тела суусамырского комплекса ($\gamma\delta O_3$) представлены гранодиоритами и диоритами первой фазы и аплитами третьей фазы.
- Талдысуйский комплекс ($\gamma\delta D_3t$) проявлен в виде даек гранит-порфиров.

На площади месторождения широко развиты гранатовые, амфибол-гранатовые и эпидот-гранатовые геденбергитовые и магнетитовые скарны. В эндоконтакте проявлены процессы эпидот-полевошпатового метасоматоза. Гидротермально-скарновый процесс на месторождении завершился окварцеванием, карбонатизацией и в незначительной степени хлоритизацией и эпидотизацией пород. Параллельно с этим шло рудообразование – отложение золота и минералов меди. В зонах разломов распространены тектонические брекчии. Сложены они на 80% кварцем, хлоритом, калиевым полевым шпатом. Месторождение приурочено к контакту мраморов и гранитов, осложнённого разрывными нарушениями. Важную роль играет Северо-Тохтоны-Сайский разлом сдвигового характера. Здесь рудные тела размещены в оперяющих его разрывах на расстоянии 50–100 м от основного шва.

Основное золото-медное оруденение размещено в скарнах и метасоматически изменённых породах – эпидозитах. С ними связана его основная концентрация. Формирование оруденения обусловлено внедрением интрузивных тел Талды-Суйского монцодиорит-гранитового комплекса. Более бедная золото-медная минерализация (медно-порфиновый тип) тяготеет к гидротермально изменённым гранодиоритам, диоритам, диоритовым порфиритам, аплитовидным гранитам и гранит-порфирам. Рудная минерализация практически полностью отсутствует в мраморах, роговиках и порфировидных гранодиоритах Суусамырского комплекса.

Оруденение золота и меди носит прожилково-гнездовой и вкрапленный характер. Всего на месторождении удалось выделить 61 рудное тело, представляющие собой маломощные линзы и пластообразные тела.

Рудная минерализация в восточной части Кыргызского хребта (Актюз-Боординский район) связана с Беркутским, Кашкинским и Окторкойским интрузивными комплексами (D-C) и сопровождается типоморфными метасоматическими образованиями, контролирующими размещение оруденения. Сюда относится группа месторождений, приуроченных к зонам дробления и меланжа.

1. Крупное промышленное месторождение Талдыбулак Левобережный локализуется в средней самой мощной (250–300м) слепой поднадвиговой зоне смятия между слюдяными сланцами тегерментинской свиты (PR_1) и хлорит-амфиболовыми сланцами куперлисайской свиты (PR_1), интродуцированной девонскими силло- и дайкообразными телами монцодиоритов. Оруденение представлено кварц-турмалиновыми жилами с прожилково-вкрапленным золото-молибден-медно-сульфидным оруденением. Западный Чимбулак расположен в верхней менее мощной зоне меланжа (мощность 150м) и является верхним продолжением месторождения Талдыбулак Левобережный.

2. Золото-полиметаллическая минерализация, связанная с мелкими интрузивными телами (граносиениты, граниты и гранодиорит-порфиры, D). Это Восточный Чимбулак, Карамоко, Талдыбулак, Боорду, Коматор, Туюк.

3. Золото-сульфидно-кварцевая минерализация в связи с малыми интрузивными телами и дайками, C_2 (Куранджайлау).

Талды-Булак-Боординское рудное поле, представляет собой среднепалеозойский стратовулкан с многочисленными проявлениями: золота – Талдыбулак Левобережный, Чимбулак Западный, Карамо-

коо, Куранджайляу; свинца – Талдыбулак Старый, Чимбулак Восточный, Чимбулак Западный; молибдена – Карабулак; меди – Беркут-Кашка. Основная часть этих объектов расположена на периферии глубоко эродированного цоколя вулcano-купольной структуры в Кокджонском и Куранджайляуском рудных полях, представляющих собой горсты широтного простирания.

Большую роль в гидротермальном рудообразовании для данного района играет формирование вулcano-тектонических структур, которые можно рассматривать как локальные структуры.

Месторождения и рудопроявления, как видно из приведенного перечня, существенно отличаются по минеральному составу руд, окологорудным изменениям пород и структурным условиям локализации оруденения. Однако они принадлежат к единой рудоносной системе и пространственно объединены вулканическим сооружением. По возрасту они близки и зонально размещены вокруг единого центра.

Связь оруденения в пределах обсуждаемого района с магматическими породами (гранитоидов субщелочного ряда) неоднократно обсуждалась многими исследователями. По предварительным оценкам, среди комплекса этих пород присутствуют магматиты латитовой серии, высокий рудоносный потенциал которых неоспорим.

Месторождение Талды-Булак Левобережный локализуется в мощной Талдыбулакской «зоне смятия», представляющей собой поднадвиговую зону дробленных пород общей мощностью более 700 м. Эта зона формировалась в породах протерозойского комплекса и представлена хаотическим нагромождением разновозрастных обломков сланцев, амфиболитов, гнейсов, гранитов. Многие обломки несут на себе следы интенсивной метасоматической переработки и представлены кварц-серицитовыми и кварц-карбонатными метасоматитами (Maliukova, 2001; Djenchuraeva et. all, 2008₁).

Выделяются три локальные зоны дробления внутрiformационного типа: Талдыбулакская, Средняя и Верхняя (рис. 3.43). Основные промышленные рудные тела месторождения Талдыбулак Левобережный приурочены к нижней, наиболее мощной (до 400 м) «зоне смятия», а верхи рудных залежей размещаются в средней зоне дробления. Протяженность рудных зон колеблется от 200 до 1500 м при ширине от 60 до 350 м и мощности от 20 до 80 м.

Гипсометрически наиболее высокое положение занимает месторождение Чимбулак, которое расположено в верхней «зоне смятия». Зона меланжа прорвана девонскими субинтрузивными телами диоритов, монцодиоритов и сиенодиоритов. На месторождении они представлены пологими силлообразными и крутыми стволообразными крутопадающими телами, мелкими штоками, некками и сопровождающими их телами эруптивных и взрывных брекчий. Рудные тела не имеют четких границ, представлены сульфидной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией. Наблюдаются две системы рудных тел – крутопадающие и пологие. Система пологих рудных тел имеет главное значение, рудные тела этой системы в целом субсогласны элементам зоны смятия. Система крутопадающих тел имеет резко подчиненное значение, она контролируется в основном разрывными структурами. Золото-сульфидное вкрапленное оруденение тяготеет к кровле зоны смятия и контролируется кварц-турмалиновыми жилами, которые имеют единый структурный план со штоками и дайками монцодиоритов.

Оруденение на месторождении имеет золото-сульфидно-кварцевый состав при содержании сульфидов от 5 до 20% и редко – более. В основном это пирит (90%) и халькопирит (10%). Формирование оруденения связывается с внедрением пород монцонитоидного комплекса в обстановке активной континентальной окраины (D_1-C_2).

В данном рудном районе оруденение представлено широким спектром рудно-метасоматических образований и локализуется не только в жерловой части стратовулканов, но и в большей мере занимает периферию вулcano-купольных структур (Djenchuraeva et al., 2008₁). Главные рудные минералы – золото, пирит, халькопирит. На долю сульфидов приходится 12–15%. Пирит содержит 55,6% золота, халькопирит – 43%. Из сопутствующих золоту элементов следует отметить Ag – 10,5 г/т; Se – 1 г/т; Te – 2 г/т; Sc – 11,6 г/т; As – 0,07–0,29%.

Представителем полиметаллической и золото-полиметаллической минерализации порфир-типа данного района является месторождение Боорду. На месторождении в 50-х годах добывались полиметаллы, в данный момент оно законсервировано. В строении Боординского рудного поля принимают участие породы протерозойского комплекса: слюдястые кварц-полевошпатовые гнейсы и амфиболиты. В геолого-структурном отношении это месторождение приурочено к дайкообразному телу кварцевых порфиров верхнепалеозойского возраста, локализуемому в зоне контакта позднерифейских порфировидных гранитов и гнейсогранитов нижнего протерозоя. Основными рудовмещающими породами являются измененные кварцевые порфиры.

Рудные тела представлены жилами и столбообразными залежами, линзами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации, которые не имеют четких контактов с вмещающими породами. Однако во многих случаях рудные тела выходят за пределы контактов даек и концентрируются в зонах интенсивных метасоматических изменений гнейсогранитов и порфириовидных гранитов. Рудная минерализация на месторождении представлена мелкими пересекающимися друг друга ветвящимися прожилками, гнездовыми скоплениями и рассеянной вкрапленностью. Минеральный состав руд: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, марматит, клейофан, халькозин, борнит, золото и др. Руды месторождения Боорду относятся к пирит-галенит-сфалеритовому и золото-пирит-галенитовому типам (Usmanov, 2001).

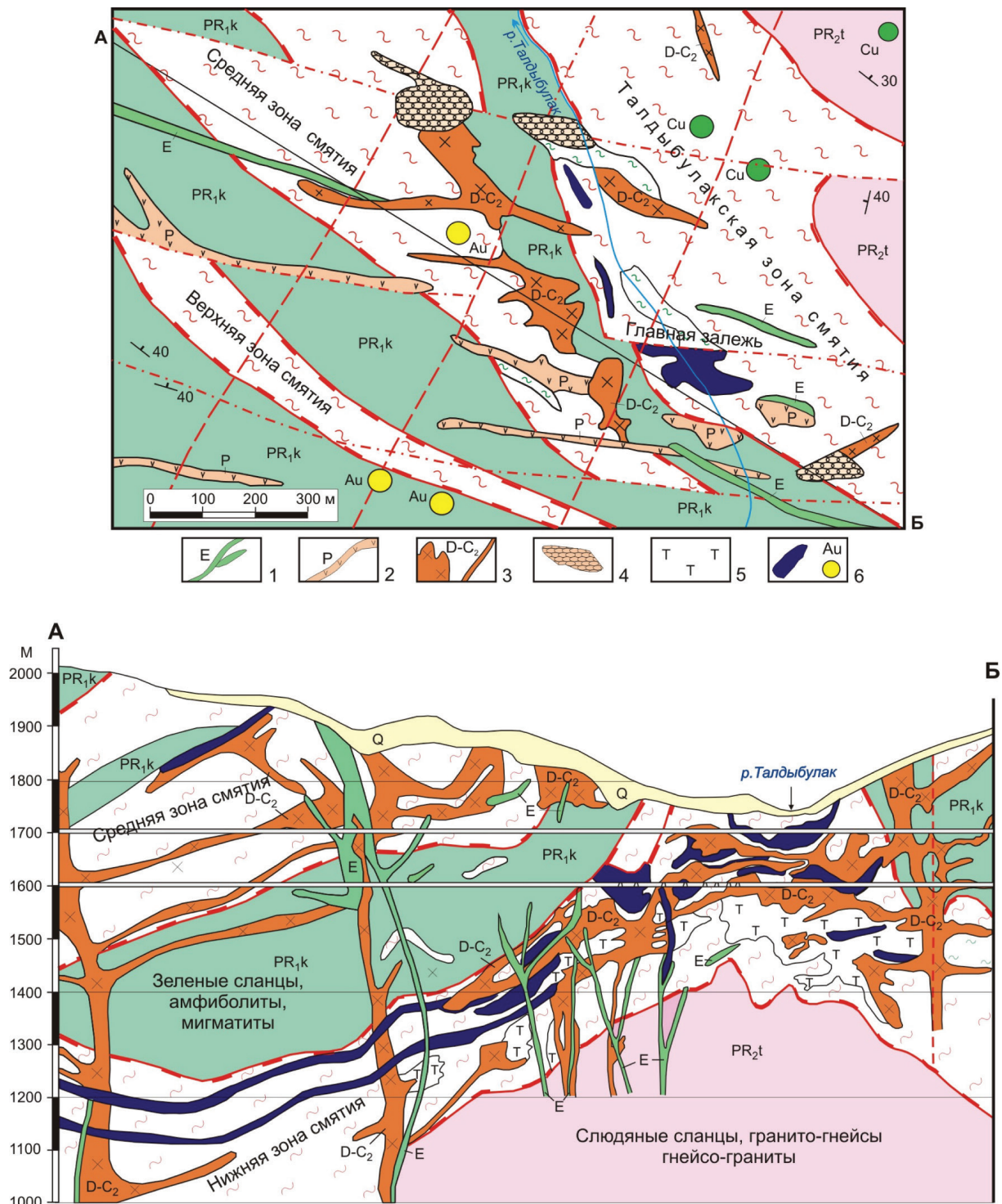


Рис. 3.43. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Талды-Булак Левобережный (по Б.А.Трифонову): 1 – палеогеновые дайки долеритов; 2 – пермские вулканогенно-осадочные породы, туфы; 3 – монцодиориты, сиенодиориты, габбросиениты; 4 – брекчиевые тела; 5 – кварц-карбонатные метасоматиты с турмалином; 6 – рудные тела и точки рудной минерализации.

Сложная история развития района отразилась в этапности формирования месторождения Боорду. Достаточно отчетливо обособляются четыре этапа: первый — дорудный; второй – период формирования вкрапленной галенитовой минерализации, сопровождающийся процессами площадной серицитизации и пропицитизации; третий, в котором происходило частичное переотложение рудного вещества и формирование прожилковой минерализации, характеризуется процессами интенсивной березитизации, а также аргиллизацией и турманилизацией; четвертый, заключительный, по масштабам развития уступает предшествующим, с ним связано формирование непромышленного кварц-золото-сульфидного оруденения.

Золотая минерализация на месторождении изучена слабо, хотя неоднократно отмечалось ее широкое распространение. Нашими исследованиями установлено, что золото встречается как в ассоциации с крупнозернистым галенитом и халькопиритом в березитах, так и в кварце, слагающим маломощные прожилки, а также в аргиллитизации и кварц-турмалиновых гидротермалитах. Поскольку золоторудная и золото-полиметаллическая минерализация широко развита в данном районе, то возможны перспективы увеличения золоторудного потенциала за счет таких комплексных объектов.

Золото-серебро-полиметаллическая минерализация в районе развита широко и представляет собой периферию рудно-метасоматической системы вулкано-тектонической структуры. Так, месторождение Туюк находится в восточной периферической части Талдыбулак-Боординской вулканокупольной структуры. В строении рудного поля участвуют мраморизованные известняки (нередко углистые), прослойки филлитовидных и углистых сланцев туюкской свиты (R_3tk) и актинолит-кварцевые, биотит-хлорит-кварцевые, эпидот-роговообманковые сланцы куперлисайской свиты (PR_{kp}). Интрузивные образования: гранодиориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые диориты ($O_{1,2}$) аламединского комплекса надвинуты на известняки и сланцы по пологому надвигу. Более поздние образования – дайки монцодиоритов (PZ_3).

Рудоносные зоны расположены в висячем боку Туюкского надвига, представленного полого надвинутыми ($20-40^\circ$) гранодиоритами на метаморфические толщи. Основные рудные тела расположены в виде параллельных зон в пологопадающих чешуйчатых надвигах, отстоящих друг от друга по вертикали 40–150 м. Выделяются шесть участков. Минерализованные зоны представляют собой зону дробления сложного состава. Краевые части сложены зеленоватыми выбеленными и рассланцованными гранодиоритами, а центральная часть – бурой брекчией с прослоями милонитов. В составе брекчии находятся многочисленные обломки березитизированных, окварцованных, пиритизированных гранодиоритов и диоритов.

Тектоническая брекчия минерализована и представлена главным образом галенитом (иногда до 80%) общего объема рудных минералов. Кроме этого, присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, блеклая руда и вторичные рудные минералы (пироморфит, миметизит, ковеллин, халькозин, скородит и др.). Отдельные зоны имеют промышленные содержания золота (от 1–2 до 6 г/т), серебра (среднее 197 г/т), свинца (2,8 %). Протяженность кулисообразных зон 200–500 м и более при мощности до 2–3 м.

Присутствие на месторождении Туюк раннеордовикских гранодиоритов, монцонитов и кварцевых порфиров свидетельствует о наличии магматических образований, идентичных описанным ранее островодужным интрузивным комплексам (раннепалеозойские энсиалические дуги). В последующем формировалась рудная минерализация, связанная с обстановкой активной континентальной окраины, которая формировалась в пологих зонах надвига.

Как было отмечено, представители этого класса месторождений (сформированных в условиях активной континентальной окраины) имеют существенные отличия от медно-порфировых месторождений островодужной обстановки. Рудная минерализация порфир-типа, при наличии общих черт (штоки монцонитоидов и брекчиевые тела как центры порфировой системы, зонально расположенные метасоматиты и оруденение вокруг штоков и др.), существенно отличается от порфирового оруденения, возникшего в обстановке островных дуг. Это относится к составу оруденения, структурным условиям его локализации, наличию мощных линейно-секущих зон дробления и метасоматических изменений. Месторождения приурочены к интрузиям, представляющим собой корневые зоны эродированных стратовулканов. Состав интрузий – диориты, гранодиориты, монцодиориты, кварцевые монцониты. Зональность пространственного размещения рудной минерализации (от центра к периферии порфировой системы) выражена в смене месторождений с медно-сульфидным вкрапленным оруденением месторождениями с полиметаллическим, золото-серебряно-полиметаллическим оруденением. Рудная минерализация размещается в зоне влияния разломов глубокого заложения.

Рудоносные комплексы южной окраины андийского типа

В Туркестанском палеоокеане в середине карбона процесс субдукции возобновился, стал преобладать над спредингом, что положило начало быстрому сокращению океанического пространства. Продолжилось формирование вулканоплутонического пояса в пределах западного сектора Срединного Тянь-Шаня, известного как Бельтау-Кураминский. Вулканогенная составляющая представлена андезитовыми порфиридами, их субщелочными разновидностями, туфами. Меньший объём занимают базальты, дациты, их субщелочные аналоги. Они формировались при вулканических извержениях в постройках центрального типа в наземных условиях. В тесном сочетании с вулканитами в строении пояса принимают участие и комплексы гранитоидов I типа (Коржаев, 1999; Магматические..., 1977).

Между двумя вулканоплутоническими поясами размещался тыловой прогиб, в котором накапливались терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения среднего девона-карбона, размещавшиеся в пределах Срединного Тянь-Шаня. В пределах прогиба сформировано золотое и золото-редкометалльное оруденение в контактах с производными калиевых базальтоидов, породами шшонит-латитового геохимического типа. Они описаны в многочисленных публикациях (Богдецкий, 1987; Макарычев, Гесь, 1970; 1971; Соловьев, 1992; 1994; Djenchuraeva, 1994; Соломович, 1997).

Геодинамические процессы, связанные с последующими субдукционно-коллизийными процессами при закрытии Туркестанского палеоокеана в позднем палеозое, стали определяющими в формировании в Срединном Тянь-Шане ряда интрузивных комплексов монцонит-гранодиоритового состава и дайкового комплекса. Обычно это 4 фазы гомодромно развивающихся среднекарбонатных комплексов: I габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, диориты; II – монцодиориты с переходами в кварцевые монцодиориты; III – гранодиориты; IV – мелко- и среднезернистые гранодиориты, граниты. Они прорывают отложения нижнего и среднего карбона. Радиологический возраст комплексов 303–326 млн. лет (Макарычев, Гесь, 1970, 1971). На контакте с этими гранитоидами в Срединном Тянь-Шане наблюдаются многочисленные рудопроявления и месторождения с вкрапленной золото-сульфидной и золото-редкометалльной минерализацией (Дженчураева, 1983, 1990_{1,2}; Пак, 1992). Ранее этот комплекс относился к обстановке активной окраины и датировался как средне-верхнекарбонатный (Djenchuraeva et al, 2001₁). Однако последние датировки абсолютного возраста указывают на более поздний карбон-пермский.

Этот период ознаменовался появлением многочисленных золото-медных, золото-вольфрамовых, медно-молибденовых, золото-полиметаллических, полиметаллических, боратовых и др. месторождений.

В Чаткальском районе это месторождения Куру-Тегерек, Чанач, серия золото-медных рудопоявлений. В восточной части Срединного Тянь-Шаня – золоторудные и золото-вольфрамовые месторождения в Присонкулье (Кумбельское рудное поле), рудопоявление Кашка, медно-молибденовые рудопоявления Моло-Сарычатского рудного поля, золото-вольфрам колчеданное месторождение Кумтор, золото-вольфрамовые рудопоявления в Кенсу-турагельдинском районе и др.

Месторождение Кумтор, описанное в связи с Ишим-Нарынской сутурой как производное от континентального рифтогенеза время и формирования первичных накоплений золото-вольфрамовой минерализации в R-V, в последующем его формирования связывается с субдукционно-коллизийными процессами Туркестанского палеоокеана и формированием тыловодужного пояса в Срединном Тянь-Шане.

В пределах данного тыловодужного магматического пояса в Присонкулье в субдукционно-коллизийной обстановке (C_3 - P_1) была сформирована очагово-купольная структура в процессе внедрения 4-фазного интрузивного Сонкульского комплекса. Внедрение ранних фаз интрузивных тел (I фаза – габбро, II фаза – сиено-диориты) происходило последовательно, начиная с периферии структуры и постепенно приближаясь к центру заключительная фаза – граниты IV фазы. В данной структуре на контакте с карбонатными породами (C_1) и гранодиоритов (III фаза) сформировались скарны и скарноиды с богатым золото-шеелитовым оруденением (месторождение Кумбель). В самих гранодиоритах в кварцевых жилах (Первенец) размещается золоторудная минерализация.

Следует отметить для этого времени многочисленные скарновые месторождения, представляющие большой интерес как с промышленной, так и с генетической точки зрения. Для одних характерны широкие вариации в составах и полифазности интрузивных пород (Гавасайское и Кумбельское рудное поле) и связанных с ними скарново-рудных образований, для других – проявление только одной или двух интрузивных фаз (Куру-Тегерек, Чанач в Чаткальском районе и др.).

Геодинамические процессы, при закрытии Туркестанского палеоокеана в позднем палеозое определили формирование Тыловодужного магматического пояса (Дженчураева, 1998, 1999), который протягивается вдоль сутуры – «линии Николаева».

Внедрившиеся многофазные гранитоидные комплексы играли основную роль в формировании месторождений. Данные интрузивные комплексы определяются как нижнекорово-мантийные, что подтверждается изотопными метками $Sr^{87}/Sr^{86}=0,7061-0,7075$ (Соломович, 1997).

С этими интрузивными комплексами связана золото-вольфрамовая минерализация Кумторского рудного поля. Крупное по запасам месторождение Кумтор имеет длительную и сложную историю формирования. Наиболее ранняя вышекларковая минерализация была, как отмечалось выше в гл. 2, заложена еще в докембрии при деструктивных процессах в рифей-вендское время. В последующем она была неоднократно вовлечена и реювенирована при процессах, связанных с тектоно-магматической активизацией. Данные абсолютного возраста пород (Ar^{40}/Ar^{39}) месторождения Кумтор по серициту (из кварц-серицитовых метасоматитов) и золоторудной минерализации (метасоматиты пирит-кварц-калишпат-карбонатного состава) показали соответственно 285.5 ± 1.2 и 288.4 ± 0 млн.лет (Мао et al., 2003). По данным отечественных исследователей (Соломович, Трифионов, 2002), известково-щелочной магматизм надсубдукционной зоны датируется 320–300 млн.лет и постколлизийный более щелочной магматизм – 300–280 млн.лет. Цифрой 300–280 млн.лет датируются и вулканогенные образования Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса Срединного Тянь-Шаня. Постколлизийный, более щелочной магматизм развивался между 300 и 280 млн.лет, что соответствует C_3-P_1 .

Таким образом, геологические данные и последние датировки по абсолютному возрасту дают возможность отнести формирование месторождения Кумтор и аналогичных золото-теллур-вольфрам-содержащих месторождений Срединного Тянь-Шаня к коллизийной обстановке.

В Срединном Тянь-Шане известны горизонты черносланцевых углеродсодержащих отложений (R_3-V ; $E-O_2$), с повышенными содержаниями цветных и редких металлов. Эти горизонты представляют большой интерес как источники рудной минерализации для последующего переконцентрирования ее и формирования промышленных руд (табл. 3.2).

Табл. 3.2. Геодинамическая модель формирования месторождения Кумтор (Djenchuraeva, Maksumova, 1994)

| Геодинамический режим | Структура | Структурно-вещественные комплексы | Тип рудной минерализации |
|---|---|--|---|
| Континентальный рифтогенез, R_3-V | Континентальный склон (V_2) | Рифтогенные фации: зеленые углисто-глинистые сланцы, алевриты, песчаники, тиллоиды | Рассеянная Cu, Au, Ag, Pb, Zn, Bi, Te, W минерализация (базовая формация) |
| Субдукция коры Туркестанского палеоокеана под Киргизско-Казахский микроконтинент, C_{2-3} | Активная континентальная окраина Тыловодужный магматический пояс Срединного Тянь-Шаня (C_2) | 2. Внедрение полифазного диорит-гранодиоритового комплекса (C_2) 3. Внедрение дайкового комплекса (C_2) | Промышленное Au-Te-W-колчеданное оруденение |

Главной особенностью геологической структуры района месторождения Кумтор являются шарьяжи с узкими (0,5-3 км) чешуями и блоками эффузивно-терригенно-карбонатных пород протерозоя, рифея, венда, нижнего и верхнего палеозоя. Надвигание происходило по полого падающим на юго-восток разломам (Никоноров, 1993, Djenchuraeva et al., 2001). Породы джетымтауской свиты вытянуты с юго-запада на северо-восток полосой шириной 1–1,5 км и практически полностью вмещают оруденение (рис. 3.44). Оруденение прослежено в этой полосе на 10 км, а геохимические шлиховые ореолы золота на 50 км, вдоль Кумторского надвига, имеющего юго-восточное падение под углами 30–50°. Висячем боку его – рудовмещающие зеленые сланцы венда, в лежачем – мелкие блоки известняков и кремней нижнего палеозоя и песчаники нижнего карбона. Разлом выражен мощной (100–250 м) зоной дробления, будинажа, смятия и лимонитизации пород. Возник он на месте более древнего надвига и неоднократно подновлялся в позднегерцинское и альпийское время. Внутри этой зоны среди углисто-глинистого матрикса беспорядочно расположены будины известняков, кремней нижнего палеозоя, зеленых сланцев венда, песчаников нижнего карбона и рудных метасоматитов.

Все залежи на месторождении пространственно сближены, структурно между собой связаны и объединены эндогенными ореолами золота и метасоматического изменения пород, общий контур которых ограничен «Минерализованной зоной». Последняя имеет протяженность 1250 м, мощность 100–300 м, падение на юго-восток под углами 40° – 60°.

В целом на месторождении наиболее распространенными продуктивными ассоциациями являются: на верхних горизонтах – пирит-карбонат-калишпатовая с ранним высокопробным золотом; на нижних горизонтах – менее продуктивные карбонат-альбитовая и пирит- (карбонат) – кварцевая. Наложение пирит-гематит-карбонатной ассоциации формирует более богатые массивные или полосчатые – «бурундучные» руды.

На месторождении выделяется четыре этапа формирования рудоносных метасоматических пород: дорудный, прерудный, рудный и пострудный (Никоноров, 1993).

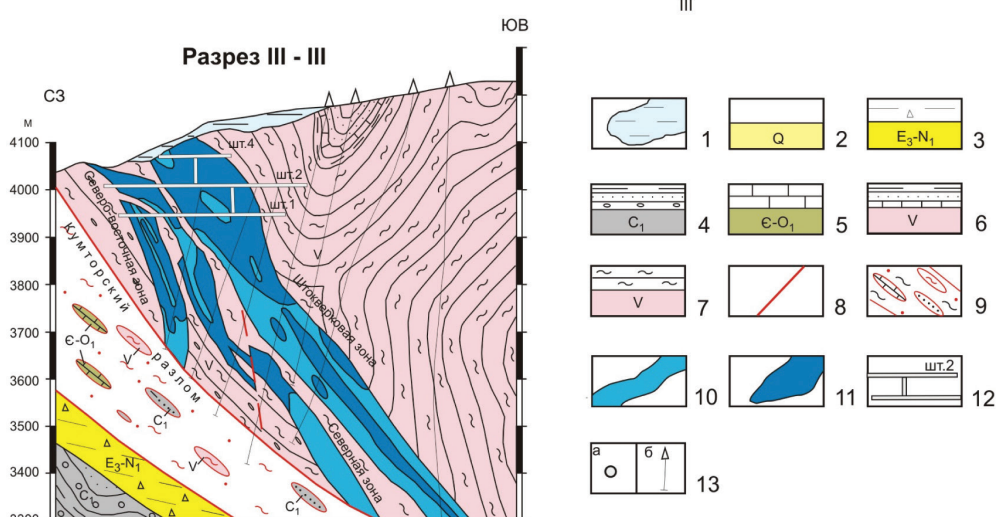
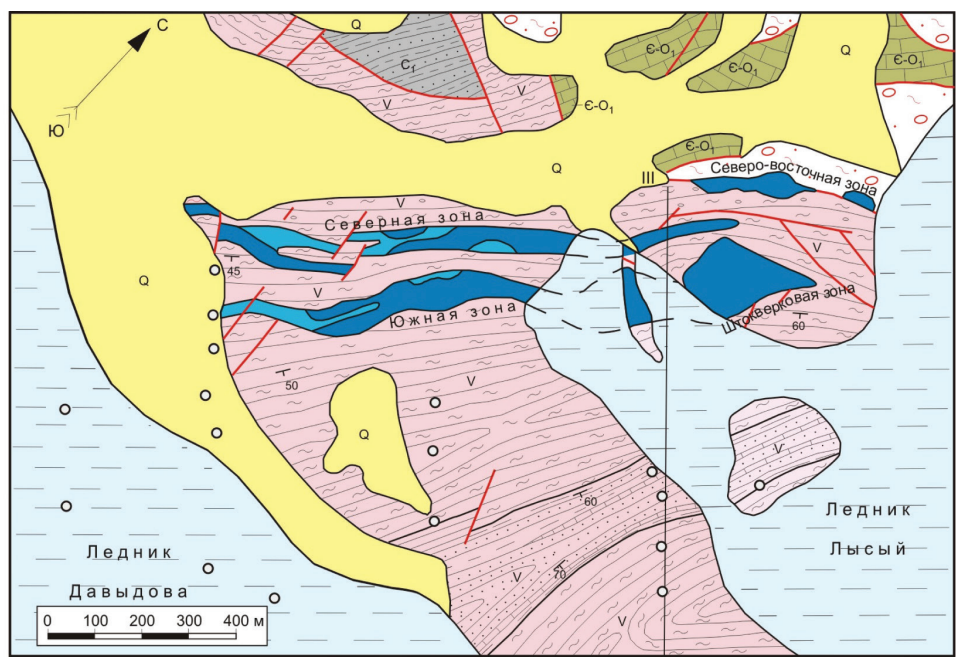


Рис. 3.44. Геологическая карта и разрез месторождения Кумтор (Никоноров, 2004):

- 1 – ледники; 2 – современные рыхлые отложения: валунники, глины, щебни; 3 – красно-цветные глины, конглобрекчи, песчаники; 4 – гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы глинистые;
- 5 – известняки, кремни; 6 – пестроцветные сланцы, филлиты, алевролиты, прослои известняков;
- 7 – кварц-серицит-хлоритовые сланцы, филлиты, тиллоидные конгломераты; 8 – тектонические нарушения; 9 – тектонический меланж: глыбы филлитов (V), известняков, кремней (C-O₁), песчаников (C₁), в черном углисто-глинистом матриксе; 10 – рудные зоны: золотоносные кварц-полевошпат-карбонат-пиритовые метасоматиты; 11 – промышленные золоторудные тела; 12 – подземные горные выработки: штольни и восстающие; 13 – буровые скважины: на плане (а), на разрезах (б)

В дорудный этап происходила серицитизация филлитов и формирование углеродисто-кварцевых и рутил-углеродистых образований. В прерудный этап произошло образование карбонат-серицитовых, карбонат-альбитовых метасоматитов и формированием кварцевых жил вокруг рудных тел. Рудный этап выражен тремя последовательно образованными типами метасоматитов. Наиболее ранние из них являются пирит-альбит-карбонатные метасоматиты. Они наиболее хорошо проявлены в Северной рудной зоне. С ними часто ассоциирует шеелит. Следующая стадия характеризуется калиевой специализацией и образованием пирит-калишпат-карбонатных метасоматитов (адуляр, кварц, альбит, карбонат, пирит и гематит). Распространены они главным образом в Южной рудной зоне и Штокверке. В северной зоне их практически нет. Формировались они путем последовательного отложения минеральных ассоциаций: кварц-калишпатовая, золото-пирит-доломитовая, пирит-анкеритовая, гематит-сидеритовая. Завершают рудный этап пирит-карбонатные метасоматиты, образующие жилиподобные тела и брекчии с пирит-карбонатным цементом (Штокверк и Северная рудная зона). Золотоносный пирит образует струйчатые выделения, от чего порода приобретает полосчатый облик. Здесь выделяется три последовательные минеральные ассоциации: золото-пирит-кальцитовая, барит-полиметаллическо-кальцитовая, гематит-сидеритовая.

Пострудная минерализация в виде многочисленных хлорит-мусковитовых, кварц-доломитовых, сидеритовых, анкерит-кварцевых прожилков распространена в безрудных интервалах, накладываясь и на рудные метасоматиты.

В пространственном распределении гидротермальных пород отмечается зональность, проявленная как по латерали, так и по вертикали.

Рудная минерализация на месторождении представлена пирит-карбонат-калишпатовой ассоциацией, несущей раннее высокопробное золото. Наложенная более поздняя пирит-гематит-карбонатная ассоциация вызывает регенерацию раннего и отложение позднего золота, чем и определяются его высокие содержания в рудах Штокверковой зоны и верхних горизонтов Южной рудной зоны; на нижних горизонтах – менее продуктивные карбонат-альбитовая и пирит-(карбонат)-кварцевая ассоциации. Наложение пирит-гематит-карбонатной ассоциации характеризуется формированием более богатых серых массивных или полосчатых – «бурундучных» руд. Жильный кварц на месторождении проявлен слабо и рудной минерализации не несет.

На месторождении установлено более 100 минералов. Средние содержания наиболее распространенных минералов таковы (%): карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит) – 28,4; полевые шпаты (альбит, адуляр) – 18,8; кварц – 6,7; пирит – 16,3; барит – 0,2; гематит – 0,2; лимонит – 0,3; шеелит – 0,06; обломки пород – 29,0 (табл. 3.3)

Табл. 3.3. Распределение Au, Ag и Te в минералах Кумтора
(по данным Аникина, 1991)

| Элементы | Пирит | Карбонаты | Полевой шпат | Кварц |
|----------|-------|-----------|--------------|-------|
| Au | 87,64 | 2,71 | 4,26 | 0,94 |
| Ag | 55,79 | 11,77 | 24,76 | 4,48 |
| Te | 70,71 | 3,06 | 13,22 | 1,06 |

Основной рудный минерал – пирит. Повсеместно распространен гематит, в малых количествах самородное золото, золото-серебряные соединения, теллуриды золота. Сульфиды меди, цинка, свинца, мышьяка очень редки. Вредных примесей практически нет. Выделяется два типа пирита: осадочно-диагенетический и рудный гидротермальный (Сагындыков и др., 1991). Первый распространен в виде равномерных вкраплений в углистых разностях вмещающих пород, реже – в виде прослоев, линз, гнезд (колчеданов).

Основным практически значимым компонентом руд является золото, распределенное неравномерно, в связи с чем его содержание в рудных телах варьирует в широких пределах. Минеральным выражением его является в основном золото самородное, в незначительной степени – теллуриды золота и высокосеребристые интерметаллические соединения.

На месторождении установлено 5 главных и наиболее встречаемых форм самородного золота: ромбододекаэдр {110} – 48%, затем октаэдр {111}, с частотой встречаемости 28%, менее распространены тетрагонтриоктаэдр {321} – 18% и редко встречаемые кубические формы {100}.

Золотоносный пирит развит в виде тонких прожилков и вкрапленности в метасоматитах и метасоматически измененных породах. Около 90% всего золота приурочено к гидротермальному пириту,

остальное находится в кварце, карбонате, полевошпате, шеелите. Размер золотинок – сотые и тысячные доли миллиметра. Приурочены они к трещинам и пустоткам в пирите. Морфология выделений самая различная: от изометричных и дендритовидных выделений до пластинчатых и прожилковых ветвистых форм. Пробность золота 920–960 (Никоноров, 1993).

Широко развиты теллуриды серебра и золота, причем более 50 % золота приходится на теллуриды золота и серебра (петцит, калаверит, креннерит, сильванит), которые широко распространены. В меньшей мере встречаются теллуриды серебра (гессит), гораздо реже – теллуриды свинца (алтаит), висмута (теллуrowисмутин, тетрадимит, жозеит) и др. Средние содержания теллура в руде 10 г/т. Следует отметить присутствие в рудах месторождения платины (0,6 г/т), палладия (0,9 г/т), иридия (0,87 г/т) в пирите. Калаверит содержит до 1 % платины.

Золото-серебряные минералы (пробность – 400 и менее) более поздние, чем высокопробное золото, и связаны с сульфидами меди, цинка, свинца. Из минералов серебра наиболее часто встречается серебро самородное, в единичных случаях – теллуриды серебра, аргентит и прустит в виде мельчайших, в тысячные доли миллиметра, включений в пирите, кальците в ассоциации с минералами поздней парагенетической ассоциации.

Наряду с золотом практический интерес в рудах месторождения представляет вольфрам. Вольфрамовая минерализация представлена очень мелкозернистым шеелитом, который тесно ассоциирует с карбонатами и гюбнеритом.

По технологическим свойствам руды на Кумторе довольно однородны. Выделяется только один главный тип золото-кварц-полевошпат-карбонат-пиритной руды с вольфрамом и теллуrom в метасоматически измененных филлитах. По степени метасоматической проработки пород и содержанию золота можно выделить два сорта руд: богатые и рядовые руды. Первые сложены массивными полосчатыми и брекчиевидными метасоматитами пирит-карбонатного, пирит-калишпат-карбонатного состава. Пирит развит в виде густой вкрапленности, прожилков, гнезд, количество его в руде более 10%. Содержание золота 5–10 г/т, серы – более 5%.

Распределение рудных элементов по вертикали характеризуется определенными закономерностями. Ореолы золотой и серебряной минерализации практически пространственно совпадают. Ореолы меди с минимально-аномальными содержаниями распределяются также в пределах рудоносной зоны, выходя за пределы их к висячему и лежащему бокам. Данные распределения минимально аномальных содержаний вольфрама показывают наличие ореолов вольфрама в пределах рудоносной зоны верхних горизонтов, а молибден распространяется на глубокие горизонты, нижний уровень пока отсутствует.

3.5.5. Рудоносные комплексы зон коллизии ($C_3 - P_1$) (Р.Д. Дженчураева)

Рудоносные комплексы в каледонидах ($O_3 - S_1$)

Наиболее значительная рудонасыщенность данного этапа связана с ордовикскими и силурийскими коллизионными интрузивными комплексами Северного Тянь-Шаня: в Кыргызском хребте, в Таласо-Каратауской зоне и хребте Кунгей Ала-Тоо.

Однако для Кыргызского хребта на фоне основных промышленных типов месторождений медно-золото-порфирового типа, связанных с ранне-ордовикскими и девонскими монцитонитоидными интрузивными комплексами, объекты, связанные с гранитоидами ранне-палеозойского коллизионного этапа – Суусамырским (O_3) и Джиналачским (S_1) комплексами, не определяют особую роль в формировании значимых месторождений.

Некоторые из месторождений западной части Кыргызского хребта характеризуются присутствием разновозрастных интрузивных комплексов, в том числе и коллизионных, с которыми наблюдается определенный тип рудной минерализации. Часть таких объектов описаны ниже в разделе девонской активной окраины. Здесь приводятся некоторые месторождения, оруденение которых связано с раннепалеозойскими коллизионными комплексами.

На месторождении Тохтонысай в контакте пород тохтонысайской ($E_{1,2}$) и джангытурмышской ($E_2 - O_1$) свит с гранодиоритами (γO_3) и гранит-порфирами (γO_3) суусамырского комплекса в ороговированных и скарнированных эффузивно-осадочных породах оконтурено 7 рудных тел пластообразной и штокообразной формы. Скарны образуют тела значительной протяженности и представлены гранатовыми, гранат-пироксеновыми разностями, вмещающими линзы и гнезда магнетита. Основным рудным минералом является халькопирит, образующий прожилки, гнезда и вкрапленность в скарнах,

реже – в скарнированных породах и роговиках. В незначительных количествах присутствуют галенит, пирит, гематит.

Протяжённость рудных тел в этом контуре колеблется от 80 до 1040 м при мощности 1–15 м. Средние содержания золота варьируют от 0,4 г/т до 6,35 г/т, серебра – 2,37–28,5 г/т, меди – 0,19–3,05%. Из сопутствующих элементов отмечены молибден, висмут, свинец, цинк, мышьяк.

В Таласо-Каратауской зоне, согласно приведенным данным в таблице 3.4 наиболее широко распространена рудная минерализация, представленная раннепалеозойскими коллизионными СВК, которые характеризуются широким качественным спектром рудных элементов. Помимо литофациальных переходов полезных компонентов в стратифицированных отложениях (меденосный флише-молассовый тип и медистые песчаники, сланцы постунбулакской и кызылбельской свит, O_2-O_3), широко развита промышленная редкометалльно-РЗЭ, U, Be, Ta-Nb и др. минерализация в связи с пегматитами и скарноидами (кумыштагский интрузивный комплекс, S).

Зона редкометалльного оруденения охватывает восточную оконечность Узунташтинского массива и примыкающие к нему контактово-измененные породы терригенных и терригенно-карбонатных формаций. Помимо этого, редкометалльное оруденение наблюдается в изолированных ореолах ороговикования и скарнирования над нескрытыми телами силурийских гранитов (уч. **Кепташ, Тюкту-Арча, Копец**).

В пределах описываемой зоны получили распространение рудопроявления и месторождения бериллия, вольфрама, бора, ниобия и лития, приуроченные к пегматитовым, гидротермально-пневматолитовым жилам, скарнам и участкам аутометасоматических изменений в гранитах. Оруденение в редкометалльной зоне представлено пегматитами, зонами аутометасоматоза, гидротермально-пневматолитовыми и скарновыми проявлениями.

Представителем гидротермально-пневматолитового **бериллиевого** оруденения является месторождение Тюкту-Арча. Оно расположено в ядре антиклинальной складки над нескрытым телом силурийских **гранитов**, которое на поверхности представлено инъекциями аплитов, гранит-порфиров, пегматоидных гранитов, кварц-полевошпатовыми жилами и слабым **скарнированием**. Обилие трещин кливажа в ядре складки способствовало образованию рудных **штокверков**. В рудном поле месторождения установлено 4 **вытянутых штокверковых** зоны с четкой вертикальной зональностью. На верхних горизонтах месторождения они представлены сетью кварцевых и кварц-слюдистых прожилков с бериллом и флюоритом. Ниже они сменяются бериллоносными прожилками кварцево-полевошпатового, полевошпатового и слюдисто-флюоритового состава. На более глубоких горизонтах месторождения появляются слюдисто-флюоритово-магнетитовые метасоматиты с хризобериллом, которые обычно характерны для приконтактовых зон гранитов. Они сопровождаются грейзенизацией, скарнированием и жилами альбититизированных пегматитов с бериллом.

В сходных геологических условиях находится группа редкометалльных проявлений на **участках Кепташ и Копецком**. Здесь установлены нескрытые купола силурийских гранитоидов. Но в отличие от месторождения Тюкту-Арча характер вертикальной рудной зональности на них практически не изучен. На поверхности большая часть проявления представлена телами скарнов и грейзенов с бериллиевой, молибденовой и вольфрамовой минерализацией.

Скарны с редкометалльным оруденением концентрируются у восточной оконечности Узунташтинского массива и вдоль всего северного контакта Кумыштагского массива. Фактически вся эта полоса, сложенная терригенно-карбонатными отложениями чидыголотской свиты, представляет собой поле **ороговикованных** и скарнированных пород, образованное совокупным воздействием обеих интрузий. Однако в разных частях этого поля наблюдаются существенные различия как в составе самих скарнов, так и связанного с ними оруденения. Скарны, развитые в экзоконтактах Кумыштагского массива, представлены главным образом гранат-амфиболовыми и гранат-пироксеновыми разновидностями. Они не содержат видимых минералов бериллия, и количество этого элемента не превышает первых, тысячных и реже сотых долей процента. И лишь там, где скарны секутся дайками силурийских гранитов, его содержание возрастает (в отдельных пробах) до 0,5–0,6%.

Несколько иной состав имеют бериллиеносные скарны контактовой зоны Узунташтинского массива. Представителями этого **вида** оруденения являются близкие по характеру рудопроявления **Новое и Курсай**. Здесь скарновые залежи приурочены к краевым частям прогиба кровли массива и располагаются в непосредственной близости к выходам силурийских гранитов. Скарны представлены гранатовыми и гранат-везувиановыми разновидностями. Особенностью скарнов этого района является

Таблица 3.4. Рудоносность Таласо-Карагауской зоны в связи с коллизионными процессами

| Тип структуры | Геодинамическая обстановка | Состав интрузии | Вмещающая толща | Состав и тип оруденения | Примеры месторождений |
|--|--|--|---|--|--|
| АВТОХТОН Кокджот-Карагауский | Коллизионная | Граниты ($\gamma_{O_2} - \gamma_S$) | Вулканогенно-терригенно-филище-молассовая | Ве, REE, Sn, Mo, W, Ag и др. Мангано-серебро-сидерит-висмут-полиметаллич. | Кумыштаг-Бабаханская гр. Ве-Аг-полиметаллических рудопроявлений: Сарымсакское, Карагоинское; Курганская гр.-Sn-полиметалл.; Бабаханское, Кызылбельское – Аг-полиметаллическое; Кумыштагское, Кепташ, Токту-Арча, Колец, Центр. Булаксай, Новое, Курсай, Четгынды, Узун-Ташты – Ве-Mo-W; Кичи-Конур-Тюбе, Учмечек – As, Ag |
| АЛЛОХТОН Малокаройско-Колбинский | Коллизионная | Граниты Чичкано-Колбинского комплекса (γ_{O_3}) Граниты (γ_{O_3}) Бабаханский, Колбинский массивы Сиениты, некки, дайки сиенит-порфиоров, сиенит-аплитов | Карбонатно-песчанно-сланцевая (R_3-O_3) Карбонатная (ϵ_1-O_2) Терригенно-карбонатная Кремнисто-фосфоритовая | Аu – монометаллическая минерализация Аг-Pb-Zn минерализация метасоматических залежей Аг-Pb-Zn минерализация жильного типа оловянно-сульфидно-полиметаллический Фосфорит-углеродистый, кремнисто-карбонатный (ϵ_1) Золото-кварцевые жилы | Курган I, Джиналач, Тоголоктор, Сарыбие, Шаки – Au Бабахан, Чонот, Кеншанык, Кенсай, Дарбазкол, Майбель, Сагызган, Шанык, Булаксай – Аг-Pb-Zn Курган, Чаарга, Кентор, Кумыштаг, Сарымсак, Текели, проявления Ельчинской и Карагоинской групп – Sn, Pb, Zn, Ag, Cu, Sn, Bi, Au. Малый Карагау |
| АЛЛОХТОН Узунахмагский | Плагформенная Континентальный склон | | Терригенно-карбонатная (R_3) (песчаники, филиты, известняки) | Золото-сульфидно-кварцевое оруденение жильного типа в зонах меланжа Таскаинских чешуйчатых надвигов | Курганская группа (мелкие рудопроявления) Рудопроявление Таскоин |

довольно высокая насыщенность рудными компонентами, связанная с наложением на эти породы интенсивного метасоматоза с привнесом бериллия, фтора, бора, лития и других элементов. В результате в скарнах возникли тела **грейзеновидных флюорито-слюдисто-магнетитовых метасоматитов**, которые являются главным носителем бериллиевого оруденения. Основной минеральной формой этого элемента в рудах является хризоберилл. На долю прочих минералов (берилла, бавенита, фенакита и др.) приходится менее 1% содержащегося в руде бериллия.

В конце 90-х годов прошлого столетия было обнаружено новое для Таласского террейна оруденение – золоторудные проявления невадийского типа (рудопроявления **Курган I, Шаки, Тоголоктор, Сарыбие, Джиналач**).

Оруденение располагается в юго-восточной части террейна и локализовано в карбонатно-песчано-сланцевых толщах верхнего рифея – позднего ордовика, в узле сопряжения крупных разломов меридионального и северо-западного простирания, осложняющих западный экзоконтакт Чичкано-Колбинского батолита верхнеордовикского возраста.

Убогая и бедная, преимущественно метаморфогенно-гидротермальная монометальная золоторудная минерализация связана с небольшими минерализованными зонами дробления, размеры которых колеблются от 0.5x10 м до 10x50 м, а содержания золота не превышают, как правило, 0.15–2.0г/т, изредка достигая 5г/т (Джиналач) и даже 12г/т (Тоголоктор).

Наиболее крупным представителем данного типа оруденения является проявление Курган I, расположенное на левом борту р. Курган в 1.0–1.5 км к северо-востоку от одноименного поселка на южных склонах Таласского хребта.

В его геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенные, карбонатные породы верхнего рифея – кичитубейская толща и чичканская свита; нижнего кембрия – среднего ордовика – бешташская свита; обломочные и глинистые породы неогена – шарпылдакская свита. Интрузивные породы представлены гранитами верхнего ордовика чичкано-колбинского комплекса второй фазы и редкими дайками микродиоритов предположительно девонского возраста.

Полиметаллическое оруденение по-прежнему определяет металлогенический облик данного региона. Оно локализовано в трех рудных узлах – **Бабаханском, Кумыштагском и Курганском** (Джумалиев и др., 1981).

Помимо этого, следует отметить Ag-Pb-Zn-минерализация метасоматических залежей и Ag-Au-Pb-Zn-минерализацию жильного типа.

К свинцово-цинковой минерализации метасоматических залежей относятся месторождения **Бабахан, Чонот, Кеншаныки** многочисленные рудопроявления и пункты минерализации – **Кенсай, Дарбазкол, Майбель, Сагызган, Шанык, Булаксай и др.**

Оруденение локализуется в известняках и доломитах вблизи массивов гранитов позднеордовикского возраста (Бабаханский, Колбинский массивы). Часть мелких проявлений приурочена к оперяющим, диагональным разрывам второго порядка северо-западного и северо-восточного направления.

В геологическом строении месторождения Курган принимают участие отложения верхнего рифея, представленные терригенно-сланцевой кичитубейской толщей, известняковой коргон-шанькской, пестроцветной алевросланцевой алма-сайской, известняково-кремнисто-сланцевой чичканской и вулканогенно-осадочной курганской свитами.

Интрузивные породы в пределах площади месторождения представлены небольшим штокообразным массивом лейкосиенитов и сиенитов третьей фазы курганского комплекса размерами около 0,2x0,35 км. Массив сопровождается дайками щелочных микросиенитов, сиенитов четвертой фазы лейкократового и меланократового типа. На контакте сиенитов с вмещающими известняками коргон-шанькской свиты развито интенсивное скарнирование. Скарны представлены везувиановыми, везувиан-пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми и флюоритовыми разностями. Кроме скарнов, встречаются грейзены, к которым приурочена вкрапленность молибденита и пирита.

В восточной части Северного Тянь-Шаня (хребет Кунгей Ала-Тоо) наблюдается протяженная зона месторождений и проявлений, представленная серией пунктов золотой и полиметаллической минерализации. Они локализованы в осадочно-вулканогенных породах (Є₁-О₁) и находятся между двумя батолитами поздне-ордовикских гранитоидов. Условно можно назвать ее Кок-Джарской группой месторождений.

Наиболее крупная рудная структура Кокджарской площади, «Сульфидная зона» непрерывно располагается с запада на восток на протяжении 12 км при мощности 100-750 м. В пределах этой «Суль-

фидной зоны» и в зоне её влияния располагается ряд рудопроявлений: Конгломератовое, Скарновое, Тегирменты, Чет-Байсорун, Орто-Байсорун. На этой площади наблюдаются образования кембрий-ордовикского *вулканодужного* СВК. Они включают жерловые (габбро, габбро-диориты, диориты) и эффузивные (базальты, андезиты и андезитобазальты) образования. На площади обнажены тела диоритов и гранодиоритов островодужного комплекса (E_1-O_2), гранитоидов батолитового коллизионного комплекса (O_3-S_1) и *позднеколлизионного* контрастного дайкового комплекса (Усманов, 2003).

В пределах границ зоны отмечена повышенная сланцеватость пород, наличие бластокатаклазитов по вулканитам андезито-базальтового ряда и вулcano-терригенным породам склонов вулканической дуги. В условиях повышенной проницаемости этой зоны сформировалась мощная толща метасоматитов пропиловитовой формации. Метасоматиты обладают отчётливо выраженной зональностью от кварц-серицитовых центральной и внутренней фаций до альбит-карбонат-хлоритовых – внешней фации.

Рудные тела приурочены к метасоматически изменённым вулканитам андезито-базальтового ряда. Максимальные содержания зафиксированы в серицит-кварцевых метасоматитах внутренней и центральной фаций пропиловитов. Наиболее стабильные содержания отмечаются в приконтактной части вулканитов и мелкокристаллических грейзенизированных гранитов. Содержание золота в пробах составляет от 0,5–3,5 г/т до 88 г/т. При этом, горными работами вскрыты рудные интервалы мощностью от 2–3 метров до 13 метров. Средние содержания составляют от 0,6г/т на 4,0м до 7,2г/т на 9,0м.

Морфология рудных тел представлена системой трещино-жильных тел, образующих линейный штокверк, контролируемый двумя субширотными надвигами.

Выделяется три главных типа минерализации: золото-колчеданная, золото-полисульфидная и золото-кварцевая малосульфидная.

Таким образом, следует отметить, что основное оруденение, связанное с гранитоидным магматизмом коллизионного этапа, представлено широким качественным спектром рудной минерализации.

Рудоносные комплексы в герцинидах

В конце карбона Таримский микроконтинент почти приблизился к зоне субдукции на южной окраине Кыргызско-Казахского микроконтинента. Закрытие Туркестанского палеоокеана сопровождалось мощными шарьяжными процессами и формированием коллизионных плутонических комплексов (S_3-P_1) – коллизионных гранитоидов S-типа) и самого разнообразного рудного спектра полезных ископаемых, представленного многочисленными типами рудной минерализации:

- в Сарыджазском рудном районе формируется Иньльчекский оловорудный пояс с олово-вольфрамовыми и оловянными месторождениями (Ташкоро, Труловое, Учкошкон, Суходол, Чонкызылсу и др.), рудная минерализация данной зоны связана с кислыми и ультракислыми интрузиями оловоносного гранодиорит-гранитного комплекса (Дорошенко и др., 1970).
- с гранитоидами Кичикалайского и Караказыкского пермских интрузивных комплексов связывается формирование золото-медно-редкометалльных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Алтын Джилга, Караказыкская группа, Чакуш, Кара-Кала, Ничке-Суу, Сухое Озеро, Турук, Апрельское, Чалкуйрук-Акджилга, Акжол, Тахтазан и др. (Никоноров и др., 2004_{1,2}).

Оловорудный пояс Сарыджазского рудного района протягивается в широтном направлении в восточной части Южного Тянь-Шаня и с точки зрения его промышленной значимости представляет большой интерес. Здесь сформированы олово-вольфрам-молибден-грейзеновый (Учкошкон, Трудовое, Ташкоро, Лесистое и др.) и редкометалльно- и редкоземельно-щелочной типы (Суходольская группа) месторождений. Связаны они с Кокшаальским, Учкошконским и Мудрюмским интрузивными комплексами.

Олово-вольфрамовое месторождение Трудовое по своим размерам и разведанным запасам является крупным месторождением и приурочено к позднепалеозойским гранитам и дайкам кислого состава (Павловский и др., 1977)

Площадь месторождения сложена средне-верхнепалеозойскими вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями, которые прорваны позднепалеозойскими крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами Кокшаальского комплекса (Ташкоринский массив) и среднезернистыми микроклин-альбитовыми гранитами (Иньльчекский и Суходольский массивы). Возраст интрузивных пород, определенный по биотиту K-Ar-методом: I фаза – 300–340 млн. лет; II фаза – 292–329 млн.лет; III фаза – 270–310 млн.лет, соответствует карбон-пермскому возрасту. Граниты сопровождаются апофизами и дайками мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов, граносиенит-порфиоров, гранит-пор-

фириров и кварцевых альбитофириров. На контакте с вмещающими породами сформированы биотитовые роговики, скарны. Основные зоны оруденения тяготеют к линейным гребневидным выступам гранитных массивов и к местам сочленения зон разломов (Дорошенко и др., 1970).

На площади месторождения выявлено 23 рудные зоны (167 жильных и 24 прожилково-вкрапленных рудных тел). Жильный тип оруденения представлен тремя разновидностями:

- преимущественно касситеритовый крупнозернистый (участок Лесистый);
- вольфрамит – (шеелит) – касситеритовый крупно- и среднезернистый (участок Центральный и Ташкоро);
- гидростаннат-варламовит-касситерит-шеелит-вольфрамитовый крупнозернистый (участок Ташкоро).

Прожилково-вкрапленный тип руды шеелит-вольфрамит-касситеритового состава характерен для контактовых рудных тел Центрального участка. Руды отличаются сложным минеральным составом и представлены в основном касситеритом в ассоциации с флюоритом, пирротинном, полевым шпатом и турмалином.

Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления касситерит-сульфидного состава, т.е. это крутопадающие (60–88°) трещины скола, оперяющие более крупные разломы. Рудные зоны часто сопровождаются брекчиями с обломками более ранних касситерит-кварцевых образований. Основная рудная минерализация приурочена к эндоконтактовым зонам гранитных интрузий. Размах оруденения оценивается от абсолютной отметки 4150 до 2900 м и ниже. Рудные тела представлены телескопированными касситерит-вольфрамит-слюдисто-топаз-флюорит-кварцевой, берилл-вольфрамит-слюдисто-полевошпат-кварцевой и станнин-вольфрамит-кварцевой минеральными ассоциациями раннего этапа минералообразования и касситерит-кварц-турмалиновой, касситерит-флюоритовой с арсенопиритом, пиритом и пирротинном – позднего этапа минералообразования. На более глубоких горизонтах находятся слепые рудные зоны.

В формировании месторождения выделяется два этапа: ранний – вольфрам-оловянный и поздний – оловянный. В раннем этапе (натриевая стадия) формируются зоны мусковит-кварцевых альбититов по порфиридовидным гранитам и ранне-гидротермальные метасоматиты скаполит-пироксен-плагиоклазового состава по карбонатным породам вдоль контактов их апофиз, а площадная альбитизация – по среднезернистым гранитам (Иныльчекский массив) с образованием мусковит-кварцевых альбититов.

Последующая литий-фтор-кремнистая стадия характеризуется широким развитием грейзенов по среднезернистым гранитам, а в апикальной части порфиридовидных гранитов и в приконтактовых роговиках – жил простого строения. В основном это касситерит-вольфрамит-топаз-флюорит-кварцевая, берилл-вольфрамит-полевошпат-кварцевая, станнин-вольфрамит-кварцевая минеральные ассоциации.

Поздний оловорудный этап является наиболее продуктивным, охватывает период формирования промышленного оруденения в зонах линейных штокверковых зон и развивался в три последовательные стадии: кремний-фтор-боровую, фтор-сернистую и кремний-фтор-углекислую. Он сопровождался турмалинизацией, окварцеванием и флюоритизацией.

На месторождении выявлено более ста минералов, из которых наиболее широко распространены касситерит, вольфрамит, шеелит, станнин, арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, магнетит. Из жильных минералов доминирующее значение имеют кварц, турмалин, флюорит, кальцит и полевые шпаты.

Исследованные геохимические ореолы имеют комплексный состав и характеризуются определенным набором основных элементов-индикаторов: Sn, W, Be, Pb, Cu, Zn, Ag, Bi, Mo, Cr, Ni, Co, Li, B. Распределение Sn и W в гранитах отвечает логнормальному закону. В поперечных и продольных разрезах ореолы Sn образуют узкие линейно-вытянутые и изометричные поля, выходящие далеко за пределы рудных тел. Ореолы максимальных концентраций вольфрама (0,1%) вписываются в контуры рудных тел, и локализуются на нижних уровнях. Ореолы Be сопровождают рудные тела и образуют широкие поля, выходящие за их пределы на сотни метров как по горизонтали, так и по вертикали. Поля максимальных содержаний Ba совпадают с контурами рудных тел тяготея к их нижней части. Pb и Zn в гранитах образуют протяженные ореолы, максимальные концентрации соответственно (0,1% и 0,14%) характерны для верхних уровней рудных тел, минимальные – для роговиков и мраморов, перекрывающих граниты.

По данным суммы средних содержаний отдельных элементов на месторождении выделяются по вертикали четыре уровня первичных ореолов рассеяния: надрудный, верхнерудный, среднерудный и нижнерудный.

По данным гравии, – магнито- и электроразведки до глубины 2 км отстроены контуры, изогипсы кровли и элементы морфологии гранитных интрузий, а также тектонические нарушения различных порядков.

Анализ гравиметрических (Дорошенко и др., 1970; Павловский и др., 1977) данных показывает, что все известные месторождения и рудопоявления района размещаются на периферии локальных отрицательных аномалий силы тяжести, обусловленных скрытыми на глубине гранитоидами. Сами месторождения и рудопоявления контролируются в плане зонами высоких градиентов поля силы тяжести и тяготеют к местам пересечения нарушений С-З и С-В направлений.

Месторождение Уч-Кошкон расположено в экзоконтакте штокообразных тел гранитов на пересечении разноориентированных разрывов.

Площадь месторождения сложена карбонатно-терригенной толщей ($C_{1,2}$), которые собраны в Акташскую антиклинальную складку. Сводовая часть и южное крыло антиклинали интродуцированы гранитами Учкошконского массива (P_1). Интрузив сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами главной фазы, а также гранит-порфирами, среднезернистыми гранитами дополнительной фазы и породами жильной серии (дайки аплитов, пегматоидных гранитов). Дайки маркируют положение двух мелких трубок взрыва, которые вмещают основные запасы оловянных руд. Поверхность месторождения почти полностью закрыта палеоген-неогеновыми отложениями мощностью от 4 до 20 м

Многочисленные трещины скола и отрыва преимущественно северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углами 60–85° являются основными локализирующими структурами оловянного оруденения. Кварц-турмалин-касситеритовые рудные тела образуют серию субпараллельных линейных извилистых жил метасоматического замещения и выполнения полостей, отделенных друг от друга на 5– 50 м. Сближенные рудные тела образуют рудные зоны, в которых субпараллельные жилы сопровождаются рудными апофизами различных направлений.

По морфологии выделяются: 1) секущие крутопадающие жилообразные тела, имеющие протяженность более 1050 м при мощности до 26 м, по падению – до 425 м; 2) штокверки в зонах трещиноватости, имеющие размеры 50–240 м; 0,2–48 м; 355 м; 3) залежи неправильной формы на участках пологих даек гранит-порфиров вблизи пересекающих их крутых нарушений. Штокверки – 200 м; 0,6–29 м; 30 м. Основные рудные минералы: касситерит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, шеелит; нерудные – кварц, турмалин, диопсид, полевой шпат, биотит, флюорит. Околорудные изменения представлены окварцеванием, мусковитизацией, турмалинизацией, аксинизацией, флюоритизацией вмещающих пород. Установленная протяженность рудных жил по падению составляет не менее 500 м.

Помимо отмеченных выше месторождений, размещенных в экзоконтактах гранитоидных штоков и в самих интрузивных телах, представленных кварц-касситерит-турмалиновыми жилами, следует отметить месторождение Аtdжайляу с апокарбонатными грейзенами флюорит-турмалинового состава с касситеритом.

Для коллизионного этапа (C_3 - P_1) характерен ряд проявлений и месторождений золота. Часть из них приурочена к роговиково-скарновым экзоконтактовым зонам вокруг гранитоидных массивов, прорывающих девон-карбонные шельфовые отложения Алайского и Таримского микроконтинентов (месторождения Алтын-Джилга, Караказык, и др.). Месторождения этой группы представлены золото-сульфидным скарновым типом оруденения.

Месторождения и проявления другой группы размещены среди среднепалеозойских углеродисто-терригенно-сланцевых отложений континентального склона Алайского микроконтинента (например, месторождение Ничкесу в Алайском хребте) или среди подшарьяжных коллизионных флишемоласовых отложений среднего– верхнего карбона (группа месторождений Каракала, Восточный Алай). Золото-сульфидная минерализация в этой группе месторождений приурочена обычно к крутым субсогласным продольным и секущим опережающим их сбросо-сдвигам, сопровождающимся зонами интенсивного смятия, бластомилонитизации, метаморфогенно-гидротермального прожилкового окварцевания и березитизации, к которым приурочена золото-полисульфидная, реже – золото-сурьмяная минерализация (Гесь и др., 2006).

Сюда объединены жильная рудная золото-сульфидная и золото-сурьмяная минерализации, проявленные в связи с коллизионным гранитоидным магматизмом (P_1) при закрытии Ягнобского палеоокеана (табл. 3.5).

Помимо этого, наблюдается целый ряд проявлений и рудопоявлений, минерализованных зон с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией, а также киноварная и антимонит-киноварная в джаспероидах поднадвиговых зон, относящаяся уже к внутриплитному этапу.

Таблица 3.5. Металлогения Ягнобской структуры

| Тип структуры | Геодинамическая обстановка | Состав интрузии | Вмещающая толща | Состав и тип оруденения | Пример месторождений |
|---|--|---------------------------|--|---|--|
| Аллохтон Склон островной дуги и задуговой бассейн | Коллизионная (C ₃ -P ₁) | Граниты (P ₁) | Глинисто-кремнистые сланцы (S ₂ -D ₁); песчаники, сланцы (D ₁₋₂); известняки (C ₂); сланцы и песчаники (C ₃); песчаники с линзами известняков (P ₁) | Жильное золото-сульфидное, золото-сурьмяное, сурьмяное | Савоярды, Южное, Пограничное, Лесное, Тага I, II, Карагай I, II, Карагаты I, II, Иркеш Каракала |
| | | | Углеродистые сланцы, филлиты (R); песчаники, сланцы (акбогузская свита, C ₂) | Минерализованные зоны анкеритового, анкерит-кварцевого состава с золото-сульфидной минерализацией | |
| | | | Известняки (S-D ₁), перекрытые терригенными и вулканогенно-терригенными породами (D ₁₋₂) | Карбонатно-киноварное | Зардобука, Комсомол, Мурдаши |
| | | | Известняки, конглобрекчии известково-кремнистого состава олистостромовой толщи (C ₁) | Джаспероидная, антимонит-киноварная | Кулдама |

На месторождении Савоярды (Никоноров и др., 20042) вмещающие оруденение породы представлены двумя зонами, где глинисто-кремнистые сланцы (S₂-D₁) и песчаники и сланцы (D₂) отделены по разлому от известняков (C₂) и песчаников с линзами известняков (P₁). Здесь интрузивные породы отсутствуют. Золото проявлено только в терригенных породах, а сурьма тяготеет в основном к карбонатным породам. Жилы по составу делятся на золото-сульфидные, золото-сурьмяные (золото-антимонитовые) и сурьмяные (джерсонитовые).

В восточной части Алая в глубоководных отложениях, представленных глинисто-кремнистыми углеродистыми сланцами, а также в мелководных терригенно-карбонатных отложениях (S₁-D; D-C₂) на контакте с коллизионными гранитами сформированы редкометалльные пегматиты (Ta, Nb, Sn, Li, Be, REE).

3.5.6. Рудоносные комплексы тафrogenеза (Р.Д. Дженчураева)

Рудоносные комплексы эпигерцинского тафrogenеза (P₂-T₁)

Внутриплитным этапом завершается палеозойская история формирования Тянь-Шаня. В поздней перми и раннем триасе происходит внедрение щелочных анорогенных интрузивных комплексов А-типа.

В Северном Тянь-Шане внутриплитный этап для Ак-Тюз-Боординского рудного района выразился формированием узких вытянутых линейных грабен-рифтов и грабен-горстов (Куранджайляуская, Талдыбулак-Боординская, Кичи-Кеминская, Ак-тюзская и др.). Все промышленные месторождения Ак-тюзского рудного поля: Кутессай II (PЗЭ), Калесай (Be), Куперлисай (Th), Ак-Тюз (Mo, Zr, PЗЭ, полиметаллическое) пространственно тяготеют к площадям развития субщелочных лейкократовых гранитов, гранофилов, гранит-порфилов и связаны с процессами внутриплитной активизации.

Месторождения с комплексными рудами (Актюз, Кутессай, Куперлисай, Калесай), где в объёме рудных тел совмещены редкие земли, олово, молибден, торий, уран и полиметаллы с серебром, индием, кадмием сформировались на контакте гранофилов и лейкократовых гранитов. Наиболее богатые

верхние части месторождения Актюз обрабатывались древними рудокопами. В 1942 г. месторождение было передано в эксплуатацию как Pb-Zn-Sn-объект, на базе которого начал функционировать первый в Северной Киргизии горно-обогатительный комбинат. С 1946 по 1951 год оно эксплуатировалось как Th-Pb-Sn, с 1951 г. – как Zn-Sn с попутным извлечением в промышленные концентраты Au и Cu, а с 1957 г. обогатительная фабрика начала выпускать еще и молибденовый и редкоземельный промпродукты. К 1964 г. месторождение было полностью отработано.

Месторождение Актюз приурочено к выступу фундамента, сложенного докембрийским комплексом метаморфических образований (актюзская – AR-PR₁ и куперлисайская – PR₁ свиты). Актюзская – представлена слюдяными и кварц-полевошпат-серицитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами. Общая мощность свиты – 2800– 2900м, а возраст оценивается как 2780 млн. лет. Куперлисайская свита обнажается на крыльях антиклинальной складки и представлена амфиболовыми сланцами и сланцеватыми метабазами. Возраст (Бакиров и др., 1979) составляет 2,5 млрд. лет. Общая мощность свиты составляет 3900м, с С-В простиранием и крутым падением.

Центральную часть площади слагает Актюзская антиклиналь. Ось её вытянута в северо-восточном направлении и погружается к юго-западу. Сводовая часть сложена породами актюзской свиты, а в крыльях залегают зелёные амфиболитовые сланцы куперлисайской свиты. Ширина свода с погружением оси сужается от 450 до 20 м. Крылья антиклинали падают круто на ЮВ и СЗ под углами от 50– 60° до 70– 80°. Южные крылья обычно более пологие. Осевая плоскость антиклинали наклонена к северо-западу.

Зелёные амфиболовые сланцы, образованные в результате глубокого метаморфизма вулканогенных пород (порфиринов, базальтов и их туфов), а также известковистых песчано-глинистых сланцев, отличаются тонкой сланцеватостью. Наиболее распространены актинолит-альбитовые, хлорит-альбитовые и пироксен-альбитовые разности, а также прослои полосчатых гранат-хлорит-альбитовых, гранат-пироксен-полевошпатовых, альбит-роговообманково-пироксеновых сланцев с эпидотом, хлоритом, карбонатом, флюоритом и рудными минералами.

На площади рудного поля широко проявились две возрастные группы эксплозивных брекчий: одни связаны со становлением более ранних диоритов и монцодиоритов (D₁-C₂). Другие – с этапом формирования щелочных лейкократовых гранитов (P₂-T), и выполнены гранофирами, гранит-порфирами, аплитами, альбититами. В плане трубчатые тела имеют изометричную или эллипсоидную форму и характеризуются различно ориентированной сланцеватостью внутри блоков. Длина горизонтального сечения колеблется от 70–80 до 190м. Длинная ось в большинстве случаев ориентирована в С-В направлении и почти совпадает с ориентировкой сланцеватости амфиболовых сланцев и гнейсов. Падение трубчатых тел крутое (до 85°), а на глубину они прослежены до 500м (рис.3.45). В штоках гранофиров рудная минерализация размещена зонально. В верхней части наблюдаются неправильной формы тела окварцованных пород (сульфидно-кварцевые). Ниже расположены кварц-ортоклаз-биотит-хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые метасоматиты, грейзены, альбититы с редко-металльной минерализацией.

Месторождение Актюз представляет собой слепой гранофировый «шток», по морфологии отвечающий этмолиту, локализованный в амфиболовых сланцах северного крыла Актюзской антиклинали и сопровождаемый сланцевыми брекчиями. В приповерхностной части гранофиры образуют несколько разобшённых линзовидных тел, разделённых сланцевыми брекчиями, занимая суммарную площадь порядка 150 кв.м. На нижних горизонтах площадь гранофирового штока резко сокращается (до 500 кв.м) и доминирующее значение приобретают роговики и сланцевые брекчии. Последние имеют размеры обломков от 1,0см до 3,0м с различной ориентировкой сланцеватости. Обломки сланцев сцементированы гранофирами, полевым шпатом, эпидот-скарновым материалом.

В пределах брекчированной полости чрезвычайно интенсивно проявились процессы изменения слагающих её пород. Формирование рудной минерализации происходило многостадийно. Биотитовые роговики в виде брекчий распространены только на глубоких горизонтах висячем боку «Рудного штока». Мелкие обломки роговиков цементируются кварцем, полевым шпатом и гранофиром. В роговиках отмечается промышленное оруденение Pb, Zn, Sn и Mo в виде вкрапленности, гнезд и полосчатых прожилковых образований. Висячем боку гранофиры в пределах брекчированной полости подверглись интенсивным изменениям: окварцеванию, серицитизации, хлоритизации, флюоритизации и рудной минерализации. Розовые гранофиры, занимающие центральную часть штока, преобразованы в ортоклазиты, розовато-серые – в кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, а серые, концентрирующиеся в апикальных частях и висячем боку штока, – в существенно кварцевые метасоматиты.

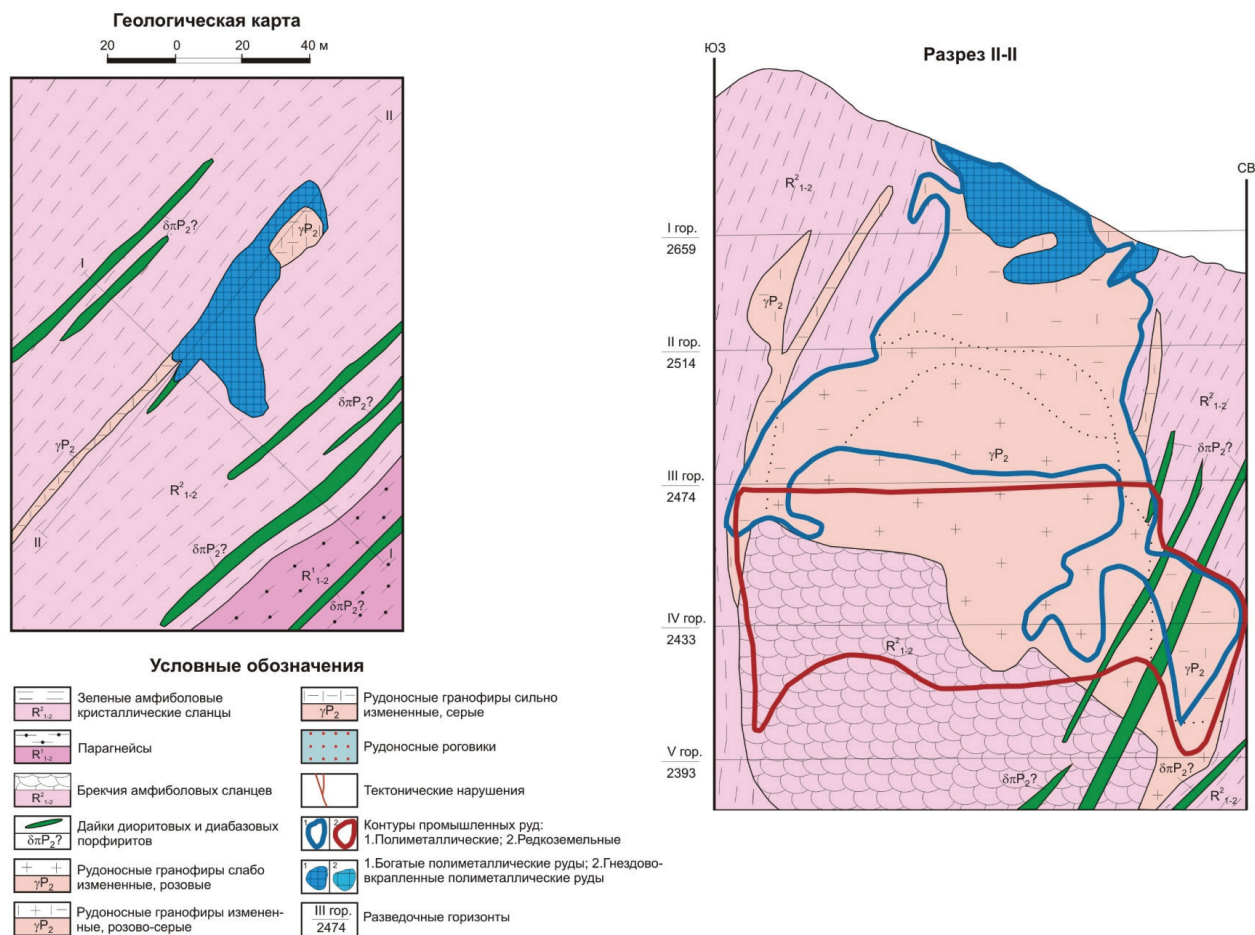


Рис. 3.45. Месторождение Актюз

В ортоклазитах развита редкоземельная и ториевая минерализация, с убогой полиметаллической (Pb – 0,3–0,7%). Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, кроме редких земель и тория, характеризуются присутствием промышленной полиметаллической минерализацией (содержание свинца 0,8–2,0%). Существенно кварцевые метасоматиты несут богатую комплексную (Pb, Zn, Sn, Σ TR, Th, Mo) промышленную минерализацию. Такие элементы, как Pb, Sn, Th и Mo, образуют различные промышленные контуры, нередко совмещенные друг с другом и в целом вписанные в редкоземельный контур.

Кроме описанного выше «Рудного штока», на месторождении по морфологии выделяется еще четыре типа рудных тел: рудные жилы, слепые рудные линзы, брекчированные тела неправильной формы и линейный штокверк. Они отличаются весьма богатой сульфидной минерализацией с богатыми комплексными (Sn, Pb, Zn, TR, Th) рудами.

По характеру проявления метасоматических процессов, особенностям внутреннего строения рудного штока и распределения разнотипного промышленного оруденения в брекчированной полости выделены нами фронтальная (2550–2590 м), прифронтальная (2474–2550 м), промежуточная (2393–2474 м) и тыловая (2213–2393 м) зоны (Djenchuraeva et al., 2007).

Рудные тела разведаны ниже горизонта штольни Капитальная изучены буровыми скважинами. В свинцовом контуре содержание Pb 1,57–1,87%, Zn – 0,91–1,15%, Sn и Mo – 0,10%, Th – 0,063–0,102%. В комплексном (TR, Sn, Pb, Th) контуре («Оловянная жила») содержание всех компонентов очень высокое: Σ TR – 1,0%, Sn (до 10%), Pb – (1,0–10,0%, среднее – 3,4%), Th – (0,1%), Zn (0,48%). На более глубоких горизонтах (до 2213 м) содержание Pb, Zn, Sn сохраняется (1,57, 0,91, 0,12% соответственно). Содержание редких земель падает до 0,16%.

Минеральный состав руд довольно сложный. В рудном процессе участвуют более 60 минеральных форм. Основные из нерудных минералов, характерные для всех стадий минерализации – кварц, полевые шпаты, серицит, биотит, флюорит и кальцит. Среди рудных минералов, имеющих промышленное значение, отмечены REE (паризит, анкилит, амбаторинит, циркон, малакон, циртолит), Th (актюзит, монацит, ферриторит), Pb (галенит), Zn (сфалерит, вуртцит, марматит), Cu (халькопирит), Mo (молибденит), Be (фенакит, берилл, гентгельвин, бавенит, гельбертрандит, миларит).

Руды характеризуются сложным комплексом промышленных компонентов: свинец, цинк, торий, редкие земли, молибден, олово, серебро, индий, кадмий и бериллий. На верхних горизонтах (2514 м) содержания Pb – 9,4–16,17%, Zn – 4,0–14,0%, Cu – 0,92%, Sn – 0,5%, Th – 0,1% наиболее высокие и постепенно снижаются до горизонта 2280 м. Молибден распространён только висячем боку рудного штока. На верхних горизонтах месторождения содержание его не превышает 0,05%, на средних достигает 0,19%.

Редкие земли характеризуются преобладанием элементов цериевой группы (92,32% от суммы редких земель и иттрия). Иттриевая группа включает оксиды самария, европия, диспрозия и иттрия. Попутными промышленными компонентами являются серебро, индий, кадмий и уран.

Уран в качестве постоянной примеси отмечается в ферриторите, монаците, актюзите, среднее содержание в рудах месторождения – 0,001%. Отношение урана к торию составляет 1:12. Золото присутствует в рудах приповерхностной части месторождения (содержание 0,2–0,5 г/т).

Бериллий. Промышленные концентрации Be характерны только для линейного штокверка в лежащем боку рудного штока. Среднее содержание Be составляет 0,12%. Из других элементов, входящих в состав руд, отмечаются железо, марганец, сурьма, мышьяк, висмут и золото.

Промышленное полиметаллическое, редкометалльное и ториевое оруденение висячем боку штока, приуроченное к биотитовым роговикам, к существенно кварцевым метасоматитам и сланцевым брекчиям, прослежено до горизонта 2234 м (Дорошенко, 1970).

Месторождение Кутессай находится западнее месторождения Актюз. Площадь месторождения сложена зелеными метаморфическими сланцами нижней подсвиты куперлисайской свиты (PR₁). Подсвита делится здесь на две пачки: нижняя сложена парагнейсами, верхняя – зелеными амфиболовыми сланцами. Породы имеют северо-восточное простирание и крутое залегание. Сланцы прорваны штоком кислых гранитов (P₂), на поверхности и в своей апикальной части представлены гранофировой фазой – тонко-мелкозернистыми розовыми и серыми гранитами. Около интрузии широко развиты брекчии и биотитовые роговики по сланцам. В северной половине площади месторождения закартирован рой даек диабазовых и диоритовых порфиритов С-В простирания. На глубину интрузия гранитов резко расширяется. Комплексное церий-иттриевое оруденение связано с гранофирами и частично с брекчированными сланцами. Элементы цериевой группы (лантан, церий, празеодим, неодим) составляют 45,83% руды; элементы иттриевой группы (самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, иттрий) – 47,16%. Количество иттрия в руде – 27,5% от суммы редких земель.

Редкоземельно-полиметаллическое оруденение пространственно связано с интрузией гранофилов (заключительная фаза аляскитовых гранитов, P₂), внедрившихся в раздробленные и брекчированные зеленые метаморфические сланцы в узле пересечения разломов северо-восточного, северо-западного и широтного простираний. Перспективы месторождения связаны с глубокими горизонтами.

Единственный рудный шток (штокверк) приурочен к апикальной (верхней) части интрузии кислых гранитов, сложенной здесь гранофировой ее фазой. Основная масса оруденения не выходит за пределы интрузива. Проявлена вертикальная зональность. В верхней части гранофирового штока развито полиметаллическое и редкоземельное, в средней – редкоземельное, в нижней – циркониево-ториево-редкоземельное оруденение. Более богатые руды расположены в верхней части рудного тела. Около 90–95% запасов Pb и TR приурочены к гранофирам (кварц-серицитовой породе) в форме рассеянной вкрапленности.

Оруденение пространственно связано с заключительной, гранофировой, фазой аляскитовых гранитов. Немаловажную роль в локализации и концентрации оруденения играло наличие сочленения разломов субширотного, С-В и С-З простираний, что обусловило образование трубообразных брекчий. На месторождении выделяется 8 типов редкоземельных руд в измененных породах: кварц-хлоритовый, кварц-серицитовый, розовых гранофилов, кварц-мусковитовый, биотитовых роговиков, брекчированных сланцев, силекситовых метасоматитов, окварцованных пород типа вторичных кварцитов. Первые три типа составляют 80% всех запасов редких земель. Главными рудными минералами являются галенит, монацит, ферриторит, циртолит, малакон; из жильных – кварц, доломит, серицит.

Контактово-метасоматические гидротермальные изменения вмещающих пород относятся к периоду внедрения гранофилов и представлены биотитизацией амфиболовых сланцев и образованием биотитовых роговиков. Одновременно происходили процессы флюоритизации, полевошпатизации, окварцевания сланцев и гранитов, а в более поздний период – интенсивная серицитизация и окварцевание.

Оруденение изучено до глубины 300м. По более глубоким горизонтам информация отсутствует. С поверхности месторождение мало эродировано, в связи с чем можно предполагать распространение оруденения на большую глубину, поскольку размеры рудовмещающего интрузива с глубиной увеличиваются. Глубина окисления – до 10–15м.

Бериллиевое месторождение Калесай приурочено преимущественно к сланцам куперли-сайской свиты и лишь частично к гнейсам ак-тюзской свиты в экзоконтакте интрузива аляскитовых гранитов (P_2). Месторождение относится к крупным объектам с бедными рудами.

Площадь месторождения сложена двумя комплексами метаморфических пород протерозоя. В основании разреза залегают двуслюдяные полевошпатовые гнейсы и кристаллические сланцы ак-тюзской свиты мощностью 3000м. На них залегают зеленые хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые сланцы куперлисайской свиты мощностью 1850 м. Породы собраны в антиклинальную складку С-В простирания, в ядре которого гнейсы актюзской свиты, на обоих крыльях – зеленые сланцы куперлисайской свиты. Все породы имеют крутое залегание и С-В простирание. Вдоль ЮВ фланга месторождения проходит Тасакеминский разлом – региональная разрывная структура в этом районе. Севернее месторождения (на площади месторождения Кутессай II) находится интрузия кислых гранитов, с которыми предполагается связь оруденения.

Гнейсы за счет гидротермальных околорудных изменений превращены в кварц-флюорит-серицитовые и кварц-серицитовые породы. Это в основном плотные тонко- и скрытокристаллические породы серого цвета. Зеленые рудовмещающие сланцы пронизаны большим количеством кварц-флюорит-полевошпатовых прожилков мощностью 1–4см.

В обоих крыльях антиклинали широко представлены дайки диоритовых порфиритов, габбро-порфиритов, лампрофиров, альбититов. Оруденение – флюорит-фенакитовое. Содержание BeO колеблется от 0,002 до 2,39%.

Рудные зоны с бериллиевой минерализацией приурочены к крутопадающим разломам С-В простирания в обоих крыльях антиклинали этого же простирания, в местах развития в этих разрывных нарушениях даек альбитов, лампрофиров, диоритовых порфиритов. Южная рудная зона имеет Ю-В падение под углами 70–90°. У Северной рудной зоны падение субвертикальное. Обе зоны состоят из отдельных рудных прожилковых скоплений. В Южной зоне зафиксировано 700 таких кварц-флюорит-полевошпатовых прожилков с фенакитовой минерализацией, в Северной зоне – 253 прожилка. Доказанная величина вертикального размаха оруденения – 500м. Истинная ее величина, видимо, намного больше. Основные рудные минералы: фенакит, магнетит; жильные: флюорит, кварц, роговая обманка, альбит, ортоклаз, эпидот, актинолит.

Таким образом, редкометалльно-редкоземельная минерализация Актюзского рудного поля приурочена к области воздействия многоэтапных геодинамических режимов. Основная промышленная рудная минерализация этого района находится в архей-протерозойском кристаллическом фундаменте, который был поднят в результате тектонических процессов. Высокая степень метаморфизма, плавление вещества коры и обдукция океанической литосферы на континентальную кору – одна из частей геодинамической эволюции этого региона.

Структурные особенности района и состав интрузий сыграли важную роль в локализации рудноносных систем. Основные золоторудные, полиметаллические, редкометалльные и редкоземельные месторождения характерны для зон неоднократной деформации и внедрения разновозрастных интрузивных комплексов (от докембрия до мезозоя).

В Среднем Тянь-Шане золотопродуктивные пермские комплексы объединяют серию интрузивных массивов, часть которых имеет трещинный характер. Они связаны с вторичным постколлизийным рифтогенезом тыловой части коллизийной зоны. Представлены эти комплексы обычно одной или двумя (реже тремя) фазами. Породы комплекса характеризуются высоким содержанием акцессорного магнетита (от 0,02 до 1,67 %), отношением Si/Wa , равным 0,2–0,8. В контактах с многофазными гранитоидами (C_{2-3}) в местах телескопирования их лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (P_2) формируется сложное по составу оруденение.

Примером могут быть такие месторождения и рудопроявления, как Макмал, Узун-Булак, Четкисай, Кенсу, и др. Они сформировались путем ступенчатого накопления вещества не в одну эпоху рудообразования. И в данном случае вкрапленные руды золота, вольфрама, меди и др. являются промежуточными источниками и для жильных, прожилково-вкрапленных или бонанцевых руд этих месторождений. Такими промежуточными источниками можно считать ряд более древних отложений, имеющих по-

вышенные содержания некоторых элементов и отдельные процессы, дающие непромышленный тип рудной минерализации.

Месторождение Макмал представляет интерес с генетических позиций, где формирование рудной минерализации растянуто во времени и связывается с различными геодинамическими обстановками: активной континентальной окраиной андийского типа (C_3-P_1) и внутриплитными процессами (P_2-T_1). С первой обстановкой связано внедрение диоритов и серии разновозрастных даек, формирование скарнов с вкрапленной золото-медно-сульфидной минерализацией, со второй – внедрение лейкократовых гранитов и формирование магнетитовых скарнов, массивных колчеданно-полиметаллических руд, апоскарновых редкометалльных грейзенов (Sn, W и Be) и промышленного вкрапленного золото-сульфидного оруденения (рис. 3.46). Последнее локализуется в гранитной апофизе, в кварц-полевошпатовом цементе гранат-волластонитовой брекчии, в дайках плагиопорфиров и контролируется в основном метасоматитами тонкозернистого сложения кварц-плагиоклазового состава. Имеются существенные различия в составе массивных колчеданно-полиметаллических и золото-сульфидных вкрапленных руд. Массивные руды представлены пиритом, сфалеритом и в меньшей степени галено-висмутитом. Здесь обнаружены теллуриды висмута, золота, серебра и свинца. В золото-сульфидных вкрапленных рудах широко распространены пирротин, сульфоантимониты свинца и обычный галенит (Пак, 1992; Дженчураева и др., 1999).

Материал, полученный при изучении разновозрастных интрузивных комплексов, метасоматитов, оруденения и геохимических особенностей месторождения Макмал, указывает на формирование золото-сульфидного вкрапленного оруденения в связи с разновозрастным магматизмом – с диоритами карбонового полифазного монзонитоидного комплекса и пермскими лейкократовыми гранитами, а колчеданно-полиметаллического и грейзенового оловянного – с пермскими лейкогранитами. При этом формирование колчеданно-полиметаллического оруденения предшествует касситерит-грейзеновому.

Последнее занимает более высокий гипсометрический уровень и размещается в карбонатных и скарновых породах экзоконтакта.

Макмальское рудное поле локализуется в юго-западном экзоконтакте Чаар-Ташского гранитного плутона (P_1) и карбонатных пород ($C_1 t-v$), слагающих южное крыло антиклинальной структуры. Осадочные породы представлены доломитами (турне) и кремнисто-карбонатными породами (визе).

В Макмальском рудном поле наиболее ранними являются диориты первой фазы среднекарбонового комплекса (δ, C_2) и дайковый комплекс (плагиопорфиры и лампрофиры). Диориты обнажены на западном фланге рудного поля, а к востоку они погружаются под палеогеновые отложения. На самом месторождении Макмал диориты вскрыты буровыми скважинами и штольнями. Состав: андезин (60–65%), роговая обманка (15–20%), биотит (5–10%), калишпат (5%), магнетит (1–5%).

Внутриплитный этап (P_2) характеризуется внедрением лейкократовых гранитов: I фаза – крупнокристаллические, порфировидные биотитовые и лейкократовые граниты Чаарташского массива; II фаза – мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры, дайкообразная апофиза. Породы комплекса прорывают карбонатные породы ($C_1 t-v$), диориты, дайки лампрофиров и плагиопорфиров (C_3-P_1). Возраст пород этого комплекса определяется цифрами: 290 и 280–277 млн. лет (Додонова, 1974). Состав гранитов: калишпат (40–50%), кварц (30–40%), олигоклаз (15–20%), биотит (2–4%). В апофизе количество биотита увеличивается до 10%. Граниты альбитизированы, калишпатизированы и грейзенизированы.

Месторождение приурочено к ослабленной зоне экзоконтакта. Модель формирования ослабленной зоны обсуждалась нами ранее (Дженчураева, Пак, 1990, Jenchuraeva, 1993₂) и заключалась в формировании купольной структуры в связи с внедрением гранитной интрузии и давлением магматического «поршня» на маломощную кровлю. Появление растягивающих напряжений обусловило заложение поперечных и продольных нарушений. Период брекчирования, метасоматической переработки и отложения оруденения совпадает с периодом приоткрывания старых трещин и формирования новых. Куполообразование обусловило крутое падение карбонатных пород вблизи контакта (75–80°), и их выколаживание на удалении от интрузива (30–50°). На малоглубинные условия формирования гранитов также указывает их порфировидная структура.

Золоторудные тела локализируются в пределах ослабленных зон, которые характеризуются повышенной трещиноватостью пород и интенсивными метасоматическими изменениями. Разнообразные по размерам и строению зоны дробленых и трещиноватых пород состоят из параллельных и кулисообразных крупных и мелких трещин. Зоны мелкой трещиноватости чаще встречаются в приконтактных частях дайковых тел, а более крупные имеют субширотное и северо-западное простирание, крутое

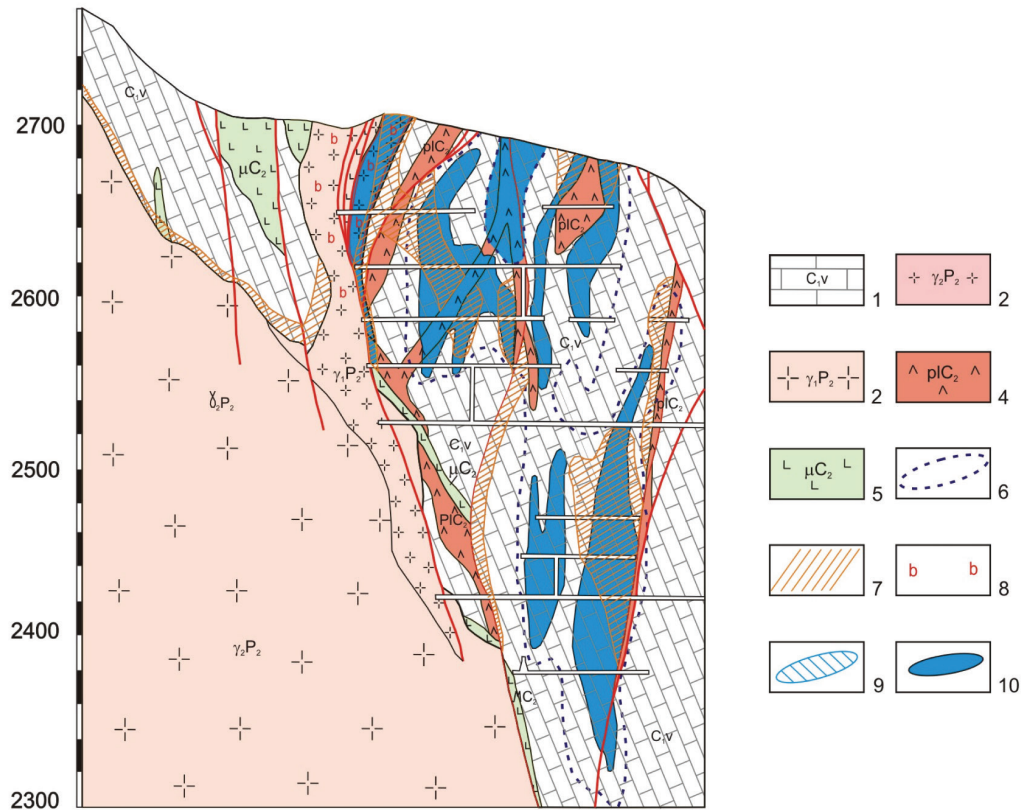
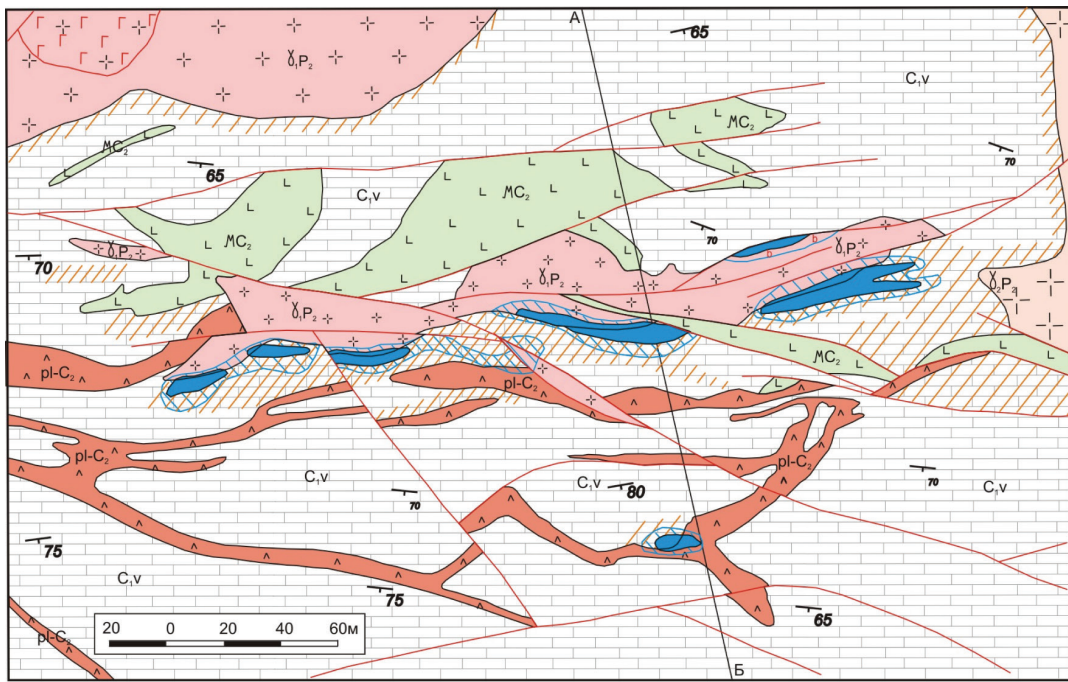


Рис. 3.46. Геологическая карта и разрез месторождения Макмал (по материалам Макмальской ГРП с дополнениями Н.Т. Пака): 1 – кремнисто-карбонатные отложения визейского яруса; 2– 3 – позднепермские граниты Чаарташского комплекса второй фазы (2) и первой фазы (3); 4–5 – среднекарбонный интрузивный комплекс: плагиопорфиры (4) и лампрофиры (5); 6 – контуры зон окварцевания; 7 – скарны; 8 – березиты; 9 – кварц- полевошпатовые метасоматиты; 10 – рудные тела

падение и сопровождаются серией оперяющих трещин. Последние в местах «затухания» обычно расщепляются на ряд более мелких трещин, образуя таким образом структуры типа «конского хвоста».

Широко распространенные на месторождении измененные породы представлены магнезиальными и известковыми скарнами, березитами, грейзенами, кварц-плагиоклазовыми метасоматитами.

Скарны на контакте с диоритами имеют мощность до 10 м, повторяют контуры линии контакта, а также в виде трещинных линейных тел, расположены в надкупольной части диоритов. Наиболее

широко распространены волластонитовые скарны, в меньшей степени – гранатовые, гранат-волластонитовые и скаполитовые (Пак, 1992).

Скарны, связанные с гранитами, распространены шире.

Магнезиальные скарны магматического этапа сохранились в виде реликтов отдельных зон форстеритового или шпинель-форстеритового состава среди преобразованных магнезиальных или апомагнезиальных известковых скарнов. Они характеризуются пироксен-флогопитовым, магнетитовым, везувиан-гранатовым составом. Зональность скарнов довольно устойчива: доломит – флогопит-магнетитовый скарн – флогопит-пироксеновый скарн (\pm везувиан) – флогопит-везувиановый скарн (\pm гранат) – везувиан-гранатовый скарн – гранит.

Гранат-магнетитовые скарны по контакту опоясывают гранитный массив и представлены линзами, телами неправильной формы и вытянутыми зонами. С магнетитом ассоциирует гематит, мушкетовит, пирит, пирротин, висмутин.

Грейзены локализируются в гранитной интрузии в виде серий жил (10–15 см) и мелких прожилков кварц-мусковитового, кварц-топазового и кварц-флюоритового состава с касситеритом и молибденитом. В скарнах и апоскарновых кварц-плагиоклазовых метасоматитах зоны грейзенизации проявлены в виде маломощных (до 2–5 см) прожилков, линз или отдельных гнезд кварц-флюоритового или кварц-флюорит-мусковитового составов. Это в основном сложный штокверк. Около контакта жилы образуют довольно мощные рудные зоны с высоким содержанием касситерита.

Кварц-полевошпатовые (плагиоклазовые) *метасоматиты* являются основными породами, вмещающими промышленное оруденение. Они сформировались по дайкам плагиопорфиров, по гранитам и скарнам (Дженчураева, Пак, 1990; Пак 1992). Основное распространение они получили у южного контакта гранитной апофизы в центральной части месторождения в составе так называемых «метасоматических брекчий». Последняя представляет собой дробленый и брекчированный скарн волластонитового, в меньшей степени – пироксен-гранатового и гранатового состава. Цементирующая масса – тонкозернистый кварц-плагиоклазовый агрегат. При замещении скарнов кварц и плагиоклаз начинают развиваться в интерстициях и микротрещинах волластонита, граната и пироксена и постепенно замещают всю породу.

Существенно кварцевые образования, состоящие на 90–100% из кварца и небольшого количества плагиоклаза, серицита среди кварц-плагиоклазового агрегата являются внутренними зонами и ядерными частями кварц-полевошпатовых метасоматитов.

В граните кварц-полевошпатовый метасоматоз проявился в виде преобразования исходной породы в мелкозернистую породу серого цвета, состоящую из кварца и плагиоклаза. Размеры выделений – 0,5–1,0 мм.

Березиты формируются по гранитной апофизе Чаарташской интрузии и образуют несколько линейных зон протяженностью до 120 м при средней мощности 15–20 м.

Основным промышленно ценным компонентом на месторождении является золото. Золоторудные тела представлены линзами и обогащенными зонами. Наиболее богатые и крупные линзы расположены в зонах апоскарновых кварц-плагиоклазовых метасоматитов, менее богатые и маломощные линзы связаны с березитами в гранитах и окварцованными участками.

Формирование рудной минерализации соответствует этапам внедрения интрузивов и образованию метасоматических пород. К наиболее ранним относятся гранатовые скарны с вкрапленным золото-сульфидным оруденением в контакте со среднекарбонowymi диоритами. В основном это бедная золото-сульфидная минерализация в зонах окварцевания.

С последующим внедрением раннепермской гранитной интрузии связано формирование 4 типов рудной минерализации:

1. Соскарновая магнетитовая.
2. Колчеданно-полиметаллическая.
3. Редкометалльно-грейзеновая.
4. Малосульфидная золото-кварцевая.

Магнетит-флогопит-гранатовые скарны, которые опоясывают гранитный массив вдоль его южного контакта. Магнетит в виде пластовых тел и линз тяготеет к внешним зонам экзоконтакта и представлен массивными агрегатами, реже – вкрапленностью. Отмечается мушкетовитизация.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение представлено линзами и гнездами (8–10 м × 4–5 м) в гранат-пироксеновых скарнах экзоконтакта. Вмещающий субстрат сложен гранатом, пироксеном, эпидотом, флюоритом, актинолитом, тремолитом, кварцем, карбонатом. Гнезда и линзы сложены почти полностью рудными минералами, главными из которых являются сфалерит и пирит. Они образуют

массивные агрегаты. Второстепенными являются галенит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, магнетит, спорадически встречаются самородные золото, серебро, висмут, теллуриды золота, серебра, висмута, свинца (гессит, петцит, тетрадимит), висмутин, галеновисмутит, сульфосоли (козалит, буланжерит и др.).

Самородное золото находится в ассоциации с сульфидами, с группой висмутовых минералов в виде мелких выделений (0,01–0,03 мм). Встречено оно также внутри висмутистого галенита в форме округлых пластин. Более крупные золотины находятся в кварце, с ним же встречены мелкие (до 0,04 мм) зерна самородного серебра.

Теллуриды локализуются в основном в массивном пирите или на границах его зерен. Висмутовые минералы имеют редкую неравномерную вкрапленность единичных зерен или сростания с галенитом, тетрадимитом, пиритом.

Зоны грейзенизации (топаз-слюдисто-флюоритового состава с касситеритом) относительно колчеданно-полиметаллического оруденения находятся гипсометрически ниже, в самих гранитах и их апикальной части, а также в скарнах. Грейзеновые тела содержат вкрапленность магнетита, касситерита, шеелита, турмалина и молибденита. Основная масса молибденовой минерализации, помимо зон прожилковой грейзенизации, тяготеет к участкам прокварцевания известковых скарнов. Здесь молибденит имеет форму розеток, ксеноморфных скоплений в интерстициях скарновых минералов и в зальбандах кварцевых прожилков.

Формирование промышленного вкрапленного золото-сульфидного оруденения связано с внедрением лейкогранитов. На месторождении оно контролируется кварц-полевошпатовыми метасоматитами, полями прокварцевания и в меньшей степени зонами березитизации. Наиболее богатые золотосодержащие рудные тела наблюдаются в скарновых брекчиях с кварц-полевошпатовым цементом. Внешне они очень схожи с кварц-плаггиоклазовыми метасоматитами, развитыми по дайкам плаггиопорфиров и по гранитам, а при наличии интенсивной переработки процессами метасоматоза – практически неразличимы. В этом случае порода приобретает массивный облик, микрозернистое строение и состоит из плаггиоклаза и кварца.

Сравнительный анализ минерального состава массивного колчеданно-полиметаллического оруденения и вкрапленного золотосульфидного показал черты сходства и различия. Примечательно обогащение массивных колчеданных руд теллуридами золота, серебра, свинца и висмута, а золото-сульфидного вкрапленного – сульфоантимонитами свинца. Причем в колчеданных рудах присутствуют довольно стабильно галеновисмутит и висмутистый галенит с высокими содержаниями серебра, в то время как во вкрапленных рудах мы имеем дело с обычным галенитом. Содержание серебра в последнем опускается до сотен г/т. «Сквозной» рудогенный висмут характерен для тех и других типов руд и представлен в основном висмутином и самородным висмутом. Широко распространенный пирротин характерен только для вкрапленных руд и в колчеданной линзе не обнаружен.

Пирит на месторождении является самым распространенным рудным минералом. Кристалломофологическим анализом установлено 16 типов, представленных как простыми формами (куб, октаэдр, пентагондодекаэдр), так и их комбинациями (Пак, 1992). Главная форма пирита в скарнах – куб, в кварц-полевошпатовых метасоматитах – куб и пентагондодекаэдр, а в березитах – кубпентагондодекаэдр и пентагондодекаэдр с незначительно развитыми гранями октаэдра. От ранних стадий к поздним пирит меняет свою форму от куба до октаэдра. В рудоносных породах встречаются 10–11 форм пирита, а в нерудоносных – 2–3 формы. Увеличение разнообразия форм пирита в значительной степени является индикатором золотой минерализации. Формы кристаллов пирита закономерно меняются от ранних стадий формирования к поздним от куба до октаэдра соответственно.

Температуры образования кварц-полевошпатовых метасоматитов находится в пределах 300–440°C, грейзенов – 280–400°C, березитов – 230–350°C, кварцевых жил – 200–250°C.

Газовый состав включений определялся методом газовой хроматографии. Объемная дегазация минералов производилась термическим путем в интервале 200–520°C. Этим устранялось влияние газовой фазы вторичных включений, имеющих температуры декрепитации менее 180°C. Основной компонент – вода, доля которой составляет от 60 до 97 %. Вторым по распространенности является CO₂. Другие компоненты (N₂, H₂, CH₄, CO) имеют подчиненное значение. Наибольшее количество газов содержится во включениях кварца из ранних метасоматитов. В поздних метасоматитах их количество уменьшается, и наименьшее количество содержится в безрудных кварцевых жилах в связи с газовой разгрузкой растворов (Пак, 1992).

Изучение геохимических особенностей месторождения произведено по комплексным аномалиям, объединяющим серии моноэлементных ореолов и характеризующихся определенным набором элементов индикаторов (Дженчураева и др., 1988).

Полученная геолого-генетическая модель формирования месторождения Макмал (табл. 3.6) хорошо увязывается с геодинамической историей развития Срединного Тянь-Шаня, которая определялась взаимодействием Туркестанского палеоокеана с Киргизско-Казахским микроконтинентом. Субдукционно-коллизионные процессы обусловили формирование окраинно-континентальной Бель-Тау-Кураминской вулканической дуги и тыловодужного Срединно-Тяньшанского магматического пояса. Для этого пояса характерно внедрение гомодромных комплексов монцонитоидов и формирование месторождений золото-медно-порфировых, золото-висмут-вольфрамовых, золото-сурьмяных, золото-редкометалльно-колчеданных в черных сланцах и др.

Таблица. 3.6. Геодинамическая модель формирования месторождения Мак-Мал

| Геодинамическая обстановка | Структура | Тип оруденения | Литология | Интрузивный магматизм |
|----------------------------|-----------------------|---|--|---|
| Коллизия (C_3-P_1) | Тыловой прогиб (D-C) | Au-Cu-скарновый | Терригенная, карбонатно-терригенная формации ($C_1 t-v$) | Субдукционно-коллизионные диорит-гранодиорит-гранитные интрузии (C_3-P_1) |
| Внутриплитный рифтогенез | Грабены (P_2-T_1) | Au-кварцевый, Au-скарновый Sn-грейзеновый | Трахиандезиты, трахибазальты, карбонатные породы | Лейкократовые и субщелочные лейкократовые интрузивные серии (P_2) |

Обнаружение Макмальского типа оруденения возможно в Срединном Тянь-Шане в местах телескопирования субдукционно-коллизионных монцонитоидных золотоносных комплексов внутриплитными гранитами (P_2-T_1).

В пределах вулканоплутонического пояса южной активной континентальной окраины Киргизско-Казахского континента (в современных координатах) наравне с медно-порфировыми объектами, расположенными в основном на территории Узбекистана, следует отметить Гавасайское рудное поле, которое является уникальным минералогическим заповедником с очень широким спектром редких скарновых и рудных образований. Вулканогенные породы мин-булакской свиты ($C_2 mb$) в районе Гавасайского рудного поля перекрывают карбонатную толщу турне и вize нижнего карбона и в свою очередь прорываются гранитоидами (C_3-P_1) и более молодыми интрузиями повышенной щелочности (P_2-T_1). Карбонатная толща, представленная здесь перемежающимися прослоями известняков, доломитов и доломитистых известняков, прорвана штоками и дайками габбро-диоритов, габбро-монцонитов, кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Вулканогенные и интрузивные породы были изучены Д. Дженчураевым (1970) в пределах рудного поля и Гавасайской антиклинали. Среди гранитоидов в районе Гавасайского рудного поля наиболее широко распространены гранодиориты и их порфировидные разновидности, приуроченные к ядру Гавасайской антиклинали. Содержание магнетита в этих породах находится от 5–10 г/т до 12 кг/т, а в габброидах наблюдается увеличение содержания его с глубиной. В хорошо раскристаллизованных разностях гранодиоритов содержание магнетита повышено.

Породы пермо-триасового комплекса распространены ограниченно – это кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, щелочные сиениты, содалитовые фойяиты. Они обнажаются среди мервинит-монтichelлитовых скарнов и сопровождаются контактово-метасоматическими оторочками небольшой мощности.

Наиболее молодые интрузии кварцевых диоритов прорывают карбонатные отложения ($C_1 t$), основные и щелочные интрузивные породы, а также мервинит-монтichelлитовые скарны. Контактво-метасоматические образования, связанные с кварцевыми диоритами, представлены типичными известковыми скарнами пироксенового и гранат-пироксенового состава. Монтichelлитовые скарны образуют компактное тело, расчлененное интрузией кварцевого диорита на несколько частей. В одной из этих частей присутствуют мелкие выходы габбровых тел, с которыми предположительно могут быть связаны монтichelлитовые и мервинитовые скарны.

Характерной особенностью контактово-метасоматических образований участка является отсутствие в их составе магнезиальных скарнов магматической стадии, которые здесь заменены скарнами монтичеллитового состава. Последние характеризуют собой высокотемпературные условия формирования (магматический этап) и относительно малые глубины (1,5 км).

Гавасайское рудное поле характеризуется присутствием полиметаллического, боратового (людвигитовое и суанит-ссайбелиитовое), магнетитового оруденения. Пространственно эти типы рудной минерализации разобщены, кроме людвигит-магнетитовых массивных руд (Дженчураева, Дженчураев, 1973).

В Чаткало-Кураминской зоне широко проявленный рифтогенез представлен серией узких грабенов (Большой Кассанский, Малый Кассанский, Чаначский, Кугалинский, Гавасайский, Теньгинско-Шекаптарский, Чадакский, Кумлай-Коксарекский, Бозботоуский, Чаактауский и др.), выполненных субщелочными базальтоидами и андезитами трахибазальт-трахиандезитовой формации (Далимов, Рафиков, 1986).

Здесь проявлен класс золоторудных и золото-сурьмяных месторождений джаспероидного типа: Терексай, Иштамберды, на которых сурьмяная и золото-сурьмяная минерализация размещены в окварцованных мраморных брекчиях (джаспероидах) в межформационных срывах поднадвиговых зон. Данный джаспероидный тип месторождений с золото-сурьмяной, сурьмяной и ртутной минерализацией является важным промышленным типом.

Месторождение Терексай (рис. 3.47) сложено известняками (мраморами) терекской свиты ($PR_1?$), которые перекрываются кварц-полевошпат-амфибол-сланцевыми (метаморфическими) сланцами семиз-сайской свиты ($PR_1?$). Породы собраны в Терекскую брахискладку северо-западного простирания. В ядре ее на поверхности выходят мраморы, на крыльях – сланцы. Породы прорваны малыми интрузиями ультрабазитов, а внутри метаморфических сланцев часто встречаются пластообразные согласные тела плагиогранитов. Широко развиты на месторождении крутопадающие разломы субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний. В ядерной части антиклинали и на ее крыльях, на межформационном контакте между мраморами и сланцами постоянно наблюдается кварцевая брекчия (джаспероиды), которая и является рудовмещающей средой. Месторождение состоит из семи участков: Южный, Первомай, Западный, Центральный, Северный, Дальний, Зона Западно-Терекского разлома. Рудные формации двух типов: кварц-антимонитовая и золото-сульфидная.

Месторождение приурочено к ядру Терекской брахиантиклинали северо-западного простирания, разбитой на блоки разломами субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. Пересечение крутопадающими рудоконтролирующими субмеридиональными разломами антиклинальной складки является основным фактором структурной позиции месторождения.

Рудные тела приурочены к контакту известняков (мраморов) с метаморфическими сланцами на крыльях брахиантиклинали, где развиты рудовмещающие джаспероидные брекчии, а также к зонам крутопадающих рудовмещающих разломов. В первой позиции находится основная масса запасов сурьмы, меньшая – золота; во второй – преимущественно золоторудные тела.

Факторы, контролирующие оруденение: свод терекской брахиантиклинали; контакт мраморов с метаморфическими сланцами; наличие зоны дробления и окварцевания на межформационном контакте, приведшие к образованию рудовмещающих джаспероидов; система разломов и трещин субмеридионального и северо-восточного простираний; предположительно малые интрузии монцодиоритов на глубинах 1,5–3,0 км. Сурьмяное оруденение развито в основном в джаспероидах, образуя пластообразные тела. Золотое оруденение обнаружено в двух позициях: субсогласные тела в сланцах выше сурьмяных рудных тел и жильные зоны в крутопадающих разломах. Генезис оруденения гидротермальный. Наблюдается несколько этапов формирования руд. Возраст оруденения вероятнее всего пермский.

Основные минералы: антимонит, золото, пирит, пирротин, арсенопирит, кварц, серицит, анкерит, кальцит.

Ведущим типом окolorудных изменений является окварцевание брекчированных известняков у контакта их с перекрывающими их метаморфическими сланцами с образованием рудовмещающих джаспероидных брекчий. Кроме того, развиты кварц-альбит-турмалиновые жильные зоны вдоль крутопадающих разломов.

Несмотря на пологое залегание плащеобразных джаспероидных рудных залежей, вертикальный размах оруденения составляет не менее 1 км. Для жильных тел вдоль крутопадающих разломов вертикальный размах оруденения не менее 1,5 км.

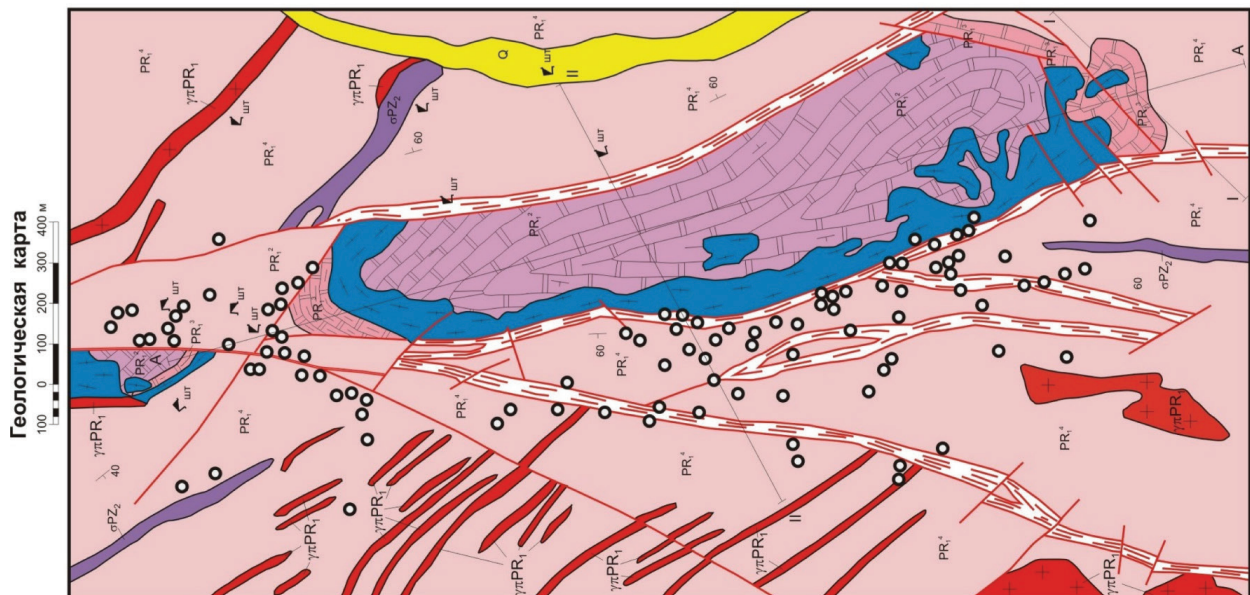
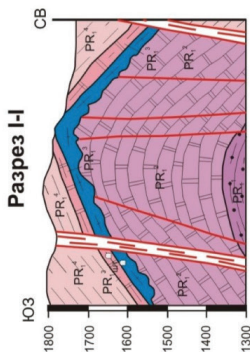
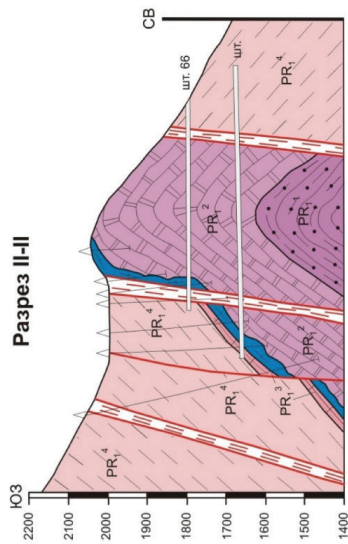


Рис. 3.47. Месторождение сурьмы и золота Терексай

В Южном Тянь-Шане в условиях внутриплитной обстановки сформировались граниты рапакиви, на которых следует остановиться особо, поскольку их рудоносность отвечает широкому качественному диапазону рудных элементов (Djenchugaeva et.all., 2000). Располагаются они на границе складчатой области Южного Тянь-Шаня и северной активизированной окраины Таримского микроконтинента



Условные обозначения

- Q Современные рыхлые отложения: галечники, пески, щебни, глины
- PR¹ Двуслоянные, амфиболовые и кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты
- PR² Кварц-биотитовые кристаллические сланцы, песчанистые мраморы
- PR³ Массивные мраморы
- PR⁴ Двуслоянные, амфиболовые, гранатовые кристаллические сланцы, амфиболиты, гранито- и диорито-гнейсы
- PR⁵ Халцедон-кварцевые рудомещающие метаседиментные комплексы золото-антимонитовых руд
- PR⁶ Гранодиориты, монзониты, кварцевые диориты
- PR⁷ Серпентиниты, гарцбургиты, перидотиты
- PR⁸ Дайковая серия: плагиограниты, гранит-порфиры, граниты
- PR⁹ Тектонические нарушения: 1. Зоны дробления меланжирования; 2-3. Вброасы, сбросы - ведущие (2) и второстепенные (3)
- PR¹⁰ 1. Штольня на плане; 2. Штольня, штреки, орты на разрезе
- PR¹¹ Бурые скважины: 1. На плане, 2. На разрезе

Стратиграфическая колонка

| Литологическая колонка | Индекс | Мощность, м | Литологическая характеристика |
|------------------------|-----------------|-------------|---|
| Q | Q | 5-50 | Галечники, пески, щебни, глины |
| PR ¹ | PR ¹ | 1000-2500 | Двуслоянные и амфиболовые кристаллические сланцы, прослой гнейсов |
| PR ² | PR ² | 40 | Двуслоянные и амфиболовые кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и диорито-гнейсы, мигматиты |
| PR ³ | PR ³ | 40 | Двуслоянные полеволпат-кварцевые и амфиболовые кристаллические сланцы, пропласты мраморов, амфиболиты |
| PR ⁴ | PR ⁴ | 400-500 | Кварц-биотитовые сланцы, мраморы |
| PR ⁵ | PR ⁵ | 600 | Массивные мраморы |
| PR ⁶ | PR ⁶ | 600 | Двуслоянные, гранатовые кристаллические сланцы, силлоподобные амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы |

(восточная часть Кокшаал-Тоо). Породы представлены двумя различными трендами магматической эволюции: а) более ранний антидромный щелочной, заканчивается образованием луавритов и карбонатитов (комплекс Джангартский); б) поздний гомодромный гранитный, завершается становлением лейкократовых гранитов (комплекс Акшийракский).

По мнению Л.И. Соломовича (1997) оба эти комплекса представляют единый ряд гранитов рапакиви. Согласно другой точке зрения (Сабельников, 1999), граниты рапакиви являются представителями двух различных комплексов.

Наиболее ранний – Джангартский комплекс находится в зоне герцинского краевого прогиба. Этот прогиб в южной своей части наложен на участок Тарима, а на севере – на дислоцированные толщи Южного Тянь-Шаня. Формирование комплекса связывается с постколлизийными процессами в позднем палеозое. Абсолютные датировки возраста оцениваются в 292–305 млн. лет (т.е. конец карбона – начало перми), а по геологическим данным – как P_{1-2} . Джангартский комплекс имеет антидромную направленность и представлен щелочной серией последовательных трех фаз внедрения: овоидные граносиениты-рапакиви – щелочные сиениты – нефелиновые сиениты (луавриты).

Жильное сопровождение этой антидромной серии рапакиви представлено жилами-дайками аплитовидных граносиенитов, щелочных сиенитов и карбонатитов.

Акшийракский комплекс образует дискордантные плитообразные тела, приуроченные к зонам нарушения в докембрийском фундаменте. Этот комплекс внедрялся гомодромно: гранодиориты, монзониты, кварцевые монзониты – крупнозернистые амфиболовые биотитовые граниты-рапакиви – средне-крупнозернистые биотитовые и лейкократовые граниты.

Жильная серия представлена дайками аплитов, пегматитов и мелкозернистых биотит-роговообманковых гранитов.

Породы рассматриваемого комплекса соответствуют субщелочному ряду, калиево-натриевой серии и характеризуются высокой и весьма высокой глиноземистостью.

Главная фаза внедрения в антидромном комплексе сложена овоидными граносиенитами рапакиви, а в гомодромном – овоидными гранитами рапакиви.

Изотопные и геохимические исследования показали идентичные отношения ($Sr87/Sr86=0,7040$) для главных фаз гранитов рапакиви (Соломович, 1997). Определения, сделанные китайскими коллегами U-Pb методом по циркону из биотит-роговообманковых гранитов Джангартского комплекса, показали возраст $296,7 \pm 4,2$ млн. лет, что соответствует ранней перми (Mao et al., 2003).

Следует отметить резкий скачок содержаний редкоземельных элементов в нефелиновых сиенитах (La, Ce, Nd, Yb, Y, Σ TR) по сравнению с остальными породами этой серии. В ряду последовательных дифференциатов гомодромного комплекса содержания La, Ce, Nd, Σ TR устойчиво понижаются, тогда как в антидромном комплексе содержание их устойчиво повышается.

Различные тренды петрохимической эволюции этих комплексов обусловили и разную их металлогеническую специфику.

С луавритами и карбонатитами антидромного тренда (III фаза Джангартского комплекса) ассоциируют проявления редкометалльно-редкоземельной минерализации (Сарысай), а с Акшийракским комплексом – проявления золото-сульфидно-кварцевой минерализации (Джангарт, Тоголок), которые расположены в высокогорной (3600–3900 м) части хребта Кокшаал-Тоо, вблизи границы с КНР. Приурочены они к западному эндоконтакту Джангартского интрузивного массива порфировидных гранитов рапакиви и сиенитов.

Для месторождения Джангарт рудовмещающей структурой является тектонически ослабленная зона субширотного простиранья, представленная интенсивно окварцованными и сульфидизированными известняками. Основными рудоконтролирующими структурами являются трещины скола, плоскости отслоения во вмещающих известняково-сланцевых отложениях. Рудные тела имеют живообразную сложную ветвящуюся форму и линзовидные залежи золото-кварц-сульфидного состава. Околорудные изменения представлены кварц-серицитовыми породами. Мелкие жильные тела характеризуются высокими содержаниями золота до 25–30 г/т. Главные рудные минералы – пирит, марказит (28%), пирротин (7%), арсенопирит (6,6%); второстепенные – скородит (4%).

Основной рудовмещающей структурой месторождения Тоголок является контакт Джангартского массива и вмещающих пород. Рудные тела представлены зонами дробления в гранитах рапакиви и вытянуты по простиранью на 1000 м, по падению – на 500 м при меняющейся мощности от 10 до 140 м. В основном это зоны сближенных параллельных кулисообразных крутопадающих нарушений

С-З-направления в пермской гранитоидной интрузии. Породы надинтрузивной зоны представлены известняками (Никоноров и др., 2004₂).

Основное золотое оруденение прослеживается в зонах прокварцевания. Окварцевание сопровождается вкрапленной сульфидной минерализацией: пирит, арсенопирит, пирротин. Рудные тела выделяются только по результатам опробования. Падение рудных тел крутое (80–85°) к юго-западу. Тела сближены и при снижении бортового содержания золота до 1г/т рудные тела № 1,2,6 сливаются в одно общее тело мощностью 18,1м. На глубине прослежены слепые рудные тела.

Рудный процесс проходил в три стадии: предрудную, кварц-серицитовую (площадная серицитизация и окварцевание гранитов); рудную кварц-золото-сульфидную (образование кварц-золото-арсенопирит-пиритовых жил); пострудную кварц-карбонат-сульфидную (кварц-карбонатные и карбонатные прожилки с рассеянной вкрапленностью сульфидов). Золото-сульфидное оруденение представлено кварц-арсенопирит-пиритовым типом руд. Главные рудные минералы – золото и пирит, а второстепенные – арсенопирит, марказит. В качестве вредной примеси присутствует мышьяк в количестве 0,66% в руде и 3,5% в концентрате.

С гастингситовыми лейкогранитами (III фаза Акшийракского комплекса) связаны редкометалльно-оловянные проявления грейзенового типа (Терекин, Поворотное и Джетыкайт).

Определение сериальной принадлежности магматических пород на примере ряда районов для различных обстановок было проведено в свое время Л.И. Соломовичем (1997), что послужило для целей прогноза оруденения.

Месторождение Северный Акташ (рис. 3.48) находится в северных предгорьях Алайского хребта, на правом борту реки Шахимардан, вблизи с границей Узбекистана.

Геологическое строение месторождения является типичным для многих сурьмяно-ртутных джаспероидных месторождений Южно-Ферганского рудного пояса, когда терригенный разрез силура-девона надвинут на верхи известняково-доломитового разреза девона-карбона. Месторождение находится на северо-западном крыле широтной Каузанской антиформы, в ядре которого имеются известняки С₁₋₂, а на крыльях – песчаники и сланцы S-D. Известняки автохтона на север и юг ступеньками (благодаря широтным постнадвиговым крутопадающим разломам) погружаются под терригенный аллохтон. К одной из таких ступенек шириной 1–1,5км и приурочено месторождение Северный Ак-Таш. На поверхности его обнаруживаются только песчаники и сланцы S-D, на глубине 50–250м под надвигом, повсеместно скважинами вскрываются известняки С₂, а в верхней части разреза – алевролиты и сланцы того же возраста (толубайская свита). Зона надвига брекчирована, окварцована, что привело к образованию рудовмещающих джаспероидов. С севера и юга месторождение ограничено широтными крутопадающими разломами. Южнее известняки автохтона выведены на поверхность, севернее – погружены на еще большую глубину. Интрузивных пород вблизи нет.

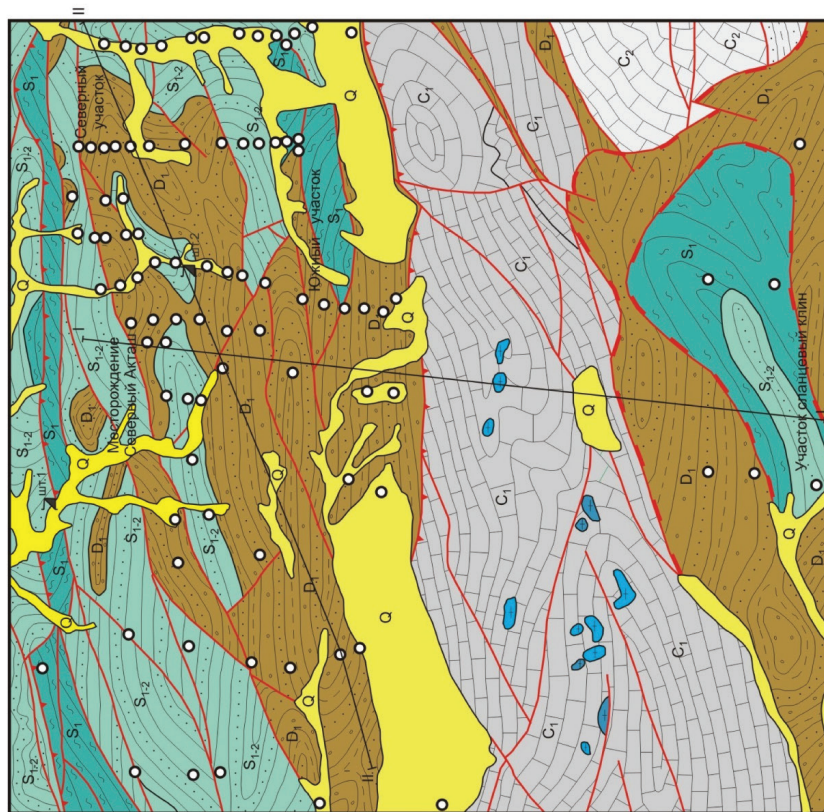
Сурьмяное оруденение с золотой минерализацией локализуется в зоне межформационного надвигового контакта между более древними (силур-девонскими) терригенными и более молодыми (каменноугольными) карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. Кроме пологих субгоризонтальных межформационных контактов, оруденение распространено и в крутопадающих рудоконтролирующих разломах (в Мамаксай-Карабийском разломе). В соответствии с двумя горбами антиклинали выделяются Северный и Южный участки месторождения.

Рудовмещающими породами являются джаспероиды, роговики и их брекчии в зоне контакта известняков и сланцев. Оруденелые участки внутри них представляют собой пластообразные тела или линзообразные залежи и жилообразные тела неправильной формы с частыми раздувами и пережимами. Рудные тела выделяются только по данным опробования. Ширина промышленных линз колеблется от 10 до 30м, вертикальная мощность – 2,5–30м.

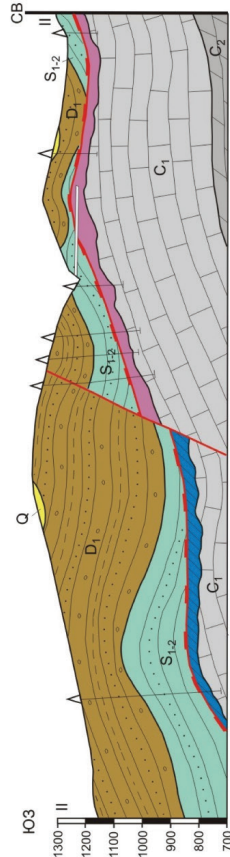
Основными факторами контроля оруденения являются следующие: наличие брахиантиклинали и осложняющие ее более мелкие складки; субширотные продольные рудоконтролирующие разломы; поперечные (диагональные) рудораспределяющие разломы; наличие Кадамджайского надвига; наличие терригенного экрана (аллохтонных толщ) над карбонатным разрезом; известняки в поднадвиговой части разреза у межформационного контакта; наличие джаспероидов на межформационном контакте.

Генезис оруденения гидротермальный (телетермальный), амагматогенный. На ранней (кварц-антимонитовой) стадии рудного процесса температура растворов составляла 200–300°, давление – 30–40атм; на средней (кварц-флюорит-антимонитовой) – 95–125°C, на поздней (карбонатной) – 68–98°C. Возраст оруденения Р-Т.

Геологическая карта



Разрез II-II



Условные обозначения

- Современные рыхлые отложения: щебни, глины, галечники, пески
- Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки
- Известняки разнослоистые светлые серые, латунистые, микроорганогенные
- Известняки массивные и крупнослоистые светлые, серые, оолитовые
- Темно-серые известняки и доломиты часто обломочные
- Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, гравелиты
- Сланцы зеленоватые глинистые, прослои песчаников
- Сланцы углисто-глинистые и кремнистые, прослои песчаников
- Тектонические нарушения: 1. Надвиги; 2. Взроссы; 3. Прочие нарушения
- Халцедон-кварцевые рудосытные метасоматы - джаспероиды, вмещающие сурьмяное оруденение: 1. На плане; 2. На разрезе
- Рудосытные джаспероиды с промышленными скоплениями антимонита и флюорита
- Буровые скважины: 1. На плане; 2. На разрезе
- Горизонтальные горные выработки - штольни: 1. На плане; 2. На разрезе
- Участки месторождения с промышленными рудами

Стратиграфическая колонка

| Система | Отдел | Ярус | Лито-гическая колонка | Мощность, м | Литогиическая характеристика |
|-----------------|---------|-------------|-----------------------|-------------|--|
| Силурийская | Нижний | Плановёрн | | 400 | Пестроцветные глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев, песчаников и известняков |
| | | Венлок | | 500 | Сланцы зеленовато-серые глинистые, серицит-глинистые, прослои песчаников, линзы черных кремней и известняков |
| Девонская | Нижний | Лутлов | | 800 | Переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. Горизонты гравелитов и мелкогалечных конгломератов |
| | | Жедин | | 300 | Известняки и доломиты темно-серые, обломочные |
| | Верхний | Зиген | | 400 | Известняки светлые, серые, обломочные, оолитовые, органогенно-обломочные и афанитовые |
| | | Турне | | 150 | Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки |
| Каменноугольная | Нижний | Серпухов | | 100-5-20 | Щебни, глины, галечники |
| | | Москов-ский | | 100-5-20 | Щебни, глины, галечники |
| Четвер-тичная | Средний | Ярус | | 100-5-20 | Щебни, глины, галечники |
| | | Индяк | | 100-5-20 | Щебни, глины, галечники |

Рис. 3.48. Месторождение сурьмы Северный Акташ

Главные рудные минералы: антимонит, золото, валентинит, второстепенные – геттцелит, арсенопирит, пирит, киноварь, реальгар, аурипигмент.

Ведущим и практически единственным типом околорудных изменений является окварцевание, в результате чего в кровле известняков, под экраном сланцев образуются окварцованные известняки –

джаспероиды. Вместе с окварцеванием развита флюоритизация с образованием промышленных запасов флюорита. На заключительных стадиях рудного процесса отмечается карбонатизация пород.

Ввиду того что оруденение распространено в основном в горизонтальном плане, трудно определяется вертикальный размах оруденения. По крутопадающим рудоконтролирующим разломам оруденение прослеживается по падению на сотни метров. Отсюда можно сделать заключение, что вертикальный размах может составлять не менее 1 км.

Месторождение Северный Акташ в какой-то степени можно идентифицировать с месторождениями Карлин-типа, что дает надежду на прирост запасов за счет не диагностированного простыми методами тонкодисперсного золота.

К образованиям внутриплитного этапа отнесены и другие аналогичные месторождения джаспероидного типа – Хайдаркан и Кадамджай. Для этого типа джаспероидных месторождений характерно наличие надвига сланцев S-D на известняки C_{1-2} (Djenchuraeva et al., 2008₂).

Сурьмяное оруденение локализуется в межформационном пологопадающем тектоническом контакте на границе автохтонных известняков карбона и перекрывающих их по надвику аллохтонных песчано-сланцевых комплексов силура-девона. Менее развиты внутриформационные субсогласные рудные залежи в известняках, а также крутопадающие рудные зоны в плоскости Северного взброса, секущего породы автохтона и аллохтона.

Площадь месторождения Хайдаркан (рис. 3.49) сложена известняками (C_{1-2}) и перекрывающими их сланцами и песчаниками (C_2). На этот преимущественно карбонатный разрез надвинуты сланцы, алевролиты, песчаники (S-D₁). На них в свою очередь надвинуты известняки (S_2 -D₁). Все чешуи совместно смяты в двугорбую широтную антиформную складку, в ядре которой известняки C_{1-2} , на крыльях – сланцы S-D₁ и известняки S_2 -D₁. Между северным и южным «горбами» прогиб, в котором сохранился терригенный аллохтон. Северная структура сжатая, узкая между двумя крутыми широтными разломами. Южная структура более широкая, пологая, сундучного типа. Месторождение приурочено к широтно вытянутой Хайдарканской антиформе, в ядре которой карбонатный, на крыльях терригенный разрез PZ_2 . Двугорбая антиформа характеризуется двумя типами оруденения: Северная – сурьмяно-ртутная, а Южная – монометалльная ртутная. Флюорит развит в обеих структурах.

На месторождении выделены три типа рудовмещающих структур: 1) межформационный стратиграфический контакт известняков C_2 (пыркафская свита) с перекрывающими терригенными толщами C_2 (толубайская свита); 2) межформационный тектонический контакт в плоскости надвига сланцев S-D₁ на карбонатные толщи C_{1-2} ; 3) разломы внутриформационные крутопадающие внутри известняков C_{1-2} в непосредственной близости от пологого межформационного рудовмещающего контакта. В Северной структуре развиты все три типа, в Южной – первый и третий.

По отношению к слоистости вмещающих пород различаются три группы рудных тел: согласные, секущие и сложные. Согласные рудные тела представляют собой пластовые, плащеобразные, линзообразные залежи в межформационном контакте в ядре и на крыльях складок. Размеры их 10–100×2–10 м. Секущие рудные тела это жилообразные крутопадающие тела вдоль разломов на крыльях складок. Размеры их по падению и простиранию – первые десятки метров, мощность 1–20 м. Сложные тела – гнезда на сопряжении согласных и секущих. Объем их 120–15000 м³. Средние содержания ртути – 0,114%, сурьмы – 1,09%, флюорита – 12,43%.

Помимо основного типа околорудного изменения – окварцевания, развиты кальцитизация, серицитизация, флюоритизация, пиритизация, аргиллизация, анкеритизация. Наиболее широко распространены роговиково-джаспероидно-кварцевые, флюорит-джаспероидно-кварцевые, известняково-кальцитовые, джаспероидно-кальцитовые и другие брекчии.

Главные рудные минералы – киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, из нерудных – кварц, кальцит, флюорит.

Ртутно-сурьмяное оруденение обнаружено на высотных отметках от 900 до 2300 м, что дает возможность оценить вертикальный размах оруденения, более 1,5 км. Рудные зоны как на северном, так и на южном крыльях Хайдарканской антиформы постепенно погружаются на практически недостижимую для обычного разведочного бурения глубину.

Месторождение Кадамджай расположено на западном периклинальном замыкании Каузанской антиформы, в ядре которой размещены известняки и доломиты D-C, а на крыльях – песчаники и сланцы S-D. Региональная структура осложнена складчатыми и разрывными структурами более высоких порядков. Широтные крутопадающие взбросы, секущие западное пологое крыло положительной

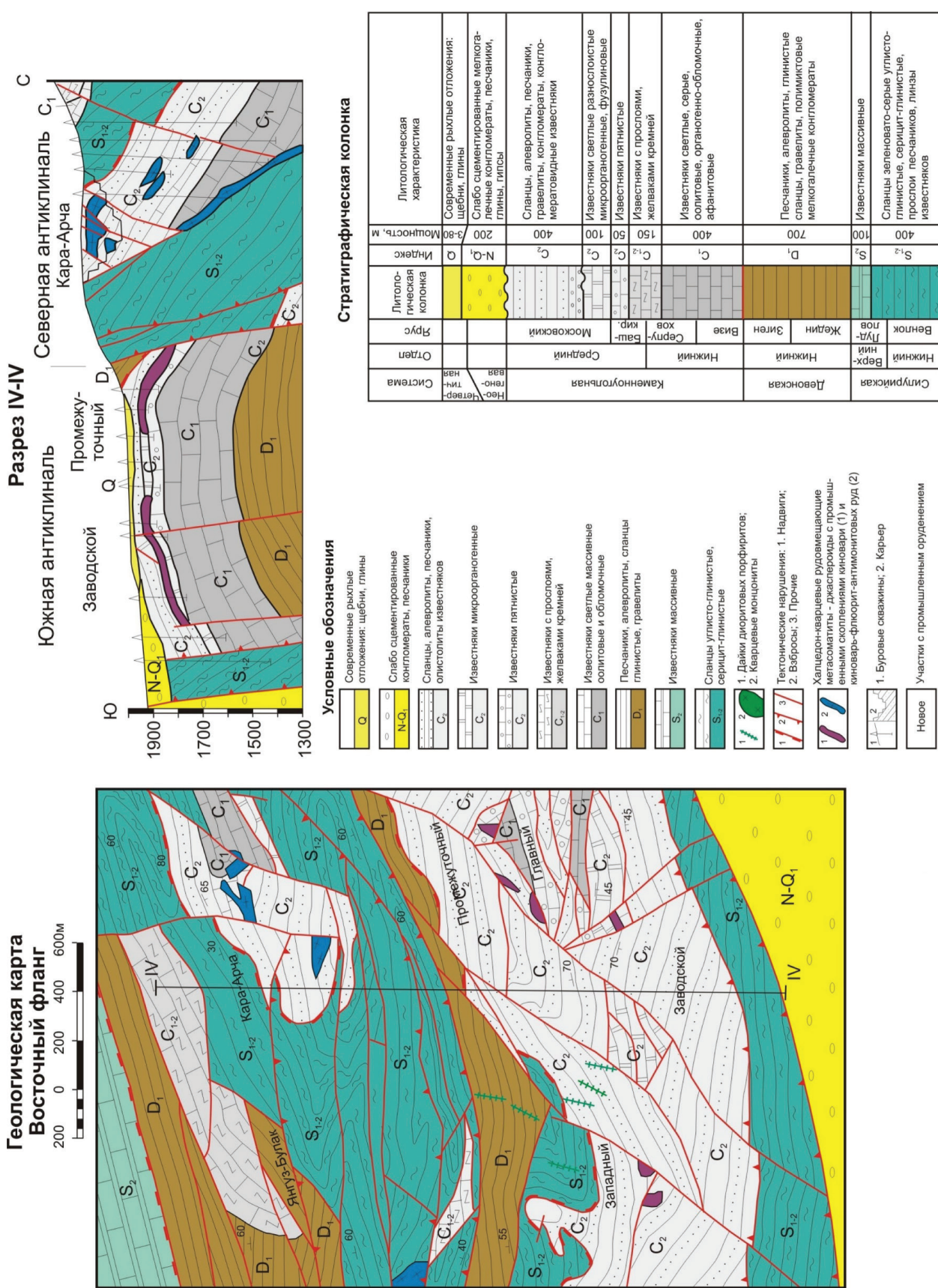


Рис. 3.49. Месторождение ртути Хайдаркан

структуры, контролируют оруденение. На месторождении выделено несколько участков: Левобережный, Сурьмяный гребень, Западный фланг, Промежуточный, Юго-Западный.

Месторождение сложено, как и все джаспероидные месторождения Южной Ферганы, двумя резко различными типами разрезов пород: Алайским и Чаувайским. Первый сложен доломитами и извест-

няками D-C. На месторождении он представлен грубослоистыми известняками пешкаутской свиты C_1 и тонкослоистыми известняками пыркафской свиты C_2 . На карбонатный разрез надвинуты сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты S_1-D_1 . И автохтон, и аллохтон собраны в Ак-Ташскую положительную складку, являющуюся западным окончанием регионального Каузанского антиклинория. Карбонатный разрез обнажается по обоим бортам р.Шахимардан и полого ($20-30^\circ$) погружается под сланцы S-D в западном, северном и южном направлениях. Оба разреза вместе с надвигом между ними разбиты на отдельные блоки более поздними крутопадающими разломами. Преобладают взбросы субширотного простираения, меньше развиты диагональные СВ и СЗ-нарушения. Интрузивных пород вблизи нет. Основным рудоконтролирующим разломом на месторождении считается Северный взброс (между участками Левобережный и Западный фланг). В руде есть попутное золото ($0,2-1,0\text{г/т}$). В приповерхностной части руды окислены на 60%.

Сурьмяное оруденение локализуется в межформационном пологопадающем тектоническом контакте на границе автохтонных известняков карбона и перекрывающих их по надвигу аллохтонных песчано-сланцевых комплексов силура-девона. Меньше развиты внутриформационные субогласные рудные залежи в известняках, а также крутопадающие рудные зоны в плоскости Северного взброса, секущего породы автохтона и аллохтона.

Основными рудовмещающими породами являются джаспероиды, роговики или роговиково-джаспероидные брекчии в зоне надвига сланцев на известняки. Оруденелые участки внутри них представляют собой пластообразные, седловидные, линзовидные залежи длиной 40–100м, мощностью 2–15м и протяженностью по пологому на запад падению на сотни метров. Жилообразные тела, гнезда и линзы в крутопадающих разрывах прослеживаются по падению на сотни метров.

Основным фактором контроля оруденения является литолого-стратиграфический. Оруденение приурочено к пластообразному стратиформному горизонту джаспероидов. Благоприятными факторами являются наличие мелких антиклинальных складок, рудоконтролирующих субширотных крутопадающих разломов, более мелких диагональных разрывных нарушений, наличие надвига сланцев на известняки. Практически единственным типом околорудных изменений является окварцевание. Антимонит вместе с кварцем цементирует обломки роговиково-джаспероидных брекчий.

В связи с геологической позицией оруденение распространяется в основном в горизонтальном плане. Рудовмещающий горизонт полого погружается на запад. Бурением доказан вертикальный размах оруденения не менее чем в 800–900м. Геофизическими методами рудовмещающий горизонт прослеживается без перерыва во все стороны. Первоначальный размах оруденения более 1,0 км.

Месторождение Чон-Кой расположено в зоне низких предгорий Алайского хребта, на южном склоне гряды Карачатыр.

На площади месторождения развито несколько различных по составу и возрасту типов разрезов пород. Южный и юго-западный фланги месторождения слагают базальты, кератофиры и туфы чонкойской свиты E_1 . Они образуют крупный бескорневой аллохтонный блок, окруженный со всех сторон тектоническим меланжем – дислоцированными глинистыми и кремнистыми сланцами с блоками известняков, кремней, эффузивов. Центральную часть месторождения слагают крутопадающие толщи терригенно-вулканогенного разреза, разбитые несколькими субпараллельными крутыми разломами З–СЗ-простираения. Плоскости этих разломов часто заполнены протрузиями серпентинитов. Листвениты, образованные по серпентинитам, вмещают основные запасы ртути. На северном фланге месторождения развиты шаровые лавы $D_{1,2}$. Разрывная тектоника сложная. Дорудные надвиги, разделяющие различные типы пород, разбиты на блоки крутыми субширотными и З–С–З разломами, вмещающими оруденение. Оруденение монометалльное ртутное (киноварное).

Месторождение располагается в присводовой части крупной антиформной структуры, образованной аллохтонным вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатным комплексом пород ранне – среднепалеозойского возраста. Ядро и крылья антиформы осложнены серией сближенных крутопадающих на север разломов З–СЗ-простираения, образующих структуру «конского хвоста». На месторождении разведано 5 рудоносных зон, контролируемых крутопадающими к северу разломами. Вдоль этих разломов вытянуты линейные, жилообразные, пластообразные протрузии лиственитизированных серпентинитов. Последние являются основной рудовмещающей средой. Оруденение размещается крайне неравномерно как по простираению, так и по падению и образует 5 рудоносных зон.

Протяженность рудных зон по простираению до 2,5км, по падению до 1,25км при мощности до 130м. Рудные тела в пределах рудных зон выделяются лишь по данным опробования. Согласно, секу-

щие, сложные рудные тела линзовидной, жилообразной, гнездообразной, столбообразной форм имеют размеры по простиранию от первых десятков до 150м, по падению – 20–230м. Основные рудные минералы – киноварь, пирит, хромит, нерудные – кварц, кальцит, доломит, брейнерит, анкерит.

Наиболее благоприятными для оруденения являются интервалы разломов, где они содержат в своей активной зоне лиственитизированные серпентиниты. Положительными факторами для оруденения являются также сводовая часть антиформы, осложненная складками более высокого порядка, изгибы рудоносных зон по простиранию и падению, сближение рудоконтролирующих разломов, участки густой трещиноватости в лиственитах, поперечные мелкие трещины. Из околорудных изменений основными следует отметить листвениты, аргиллизиты и окварцевание.

Вертикальный размах оруденения, по данным бурения, составляет более 1250м. Явного выклинивания оруденения на глубину не наблюдается. С учетом большого эрозионного среза (рядом Ферганская впадина с многометровой толщиной рыхлых кайнозойских отложений) первоначальный вертикальный размах оруденения составляет более 2км.

Таким образом, внутриплитный этап характеризуется формированием различного типа месторождений: телетермальных джаспероидных золото-сурьмяных (Иштамберды, Терексай) и сурьмяно-ртутных (Хайдаркан, Кадамжай); редкоземельно-редкометалльных (Сарысай) и золоторудных (Джангарт, Тоголок) в контактах с гранитами рапакиви и лейкогранитами (Актюз, Кутессай, Куперлисай), а также золоторудных в контактах с лейкогранитами (Макмал).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог палеозойской металогении Тянь-Шаня, следует отметить, что каждая геодинамическая обстановка характеризуется определенным (индикаторным) типом оруденения.

В обстановках островодужной и активной континентальной окраины формировались главным образом медно-молибден- и медно-золото-порфиновые месторождения. В Северном Тянь-Шане они размещаются в структурно-вещественных комплексах энсиматических и энсиалических раннепалеозойских островных дуг. Причем основное промышленное оруденение характерно для энсиалических островных дуг.

Медно-золото-порфиновые месторождения средне-позднепалеозойской активной континентальной окраины (девон-карбоновая активизация) в современной структуре пространственно совмещены (Северный Тянь-Шань) и наложены на более ранние ордовикские островодужные комплексы. Все месторождения этого типа формировались в пределах окраинно-континентальной магматической дуги и могут рассматриваться как набор различных членов среднепалеозойских порфировых систем. Все они связаны с интрузивами монцонитоидного комплекса, располагаются в зонах влияния разломов глубокого заложения и полях метасоматически измененных пород. Характерные ряды метасоматических формаций: кварц-полевошпатовые метасоматиты – березиты – пропилиты (эпидот-хлорит-альбитовой фации) – кварц-турмалиновые метасоматиты – аргиллизиты – пропилиты (эпидот-актинолит-альбитовой фации). Каждый тип метасоматитов несет определенную рудную минерализацию, изменяющуюся как по вертикали, так и по латерали.

Обсуждаемые месторождения ранне- и среднепалеозойских активных континентальных окраин и островодужных систем имеют как определенные черты сходства (штоки монцонитоидов, брекчиевые тела как центры порфировой системы, зонально расположенные гидротермально измененные породы с определенным типом оруденения и др.), так и определенные отличия. В зонах активизации рудовмещающими являются поднадвиговые структуры, заложенные в коллизионный этап и контролируемые основным промышленным оруденением. Преобладает линейный тип секущих нарушений, усложненная зональность метасоматически измененных пород. Интрузии представляют собой корневые зоны глубоко эродированных вулканов. Состав интрузий – диориты, гранодиориты, монцодиориты, кварцевые монцониты. Основная масса гидротермалитов представлена породами березит-лиственитовой формации и зонами аргиллизации и окварцевания.

С субдукционными процессами в позднепалеозойское время (при закрытии Туркестанского палеоокеана) связывается формирование окраинно-континентальной вулканоплутонической дуги (основная часть которой размещена на территории Узбекистана) с медно-золото-порфировыми, золоторудными и полиметаллическими месторождениями, и магматического тыловодужного Срединно-Тяньшанского пояса. Для последнего характерны сложные по составу полигенные месторождения в районах развития полифазных гомодромных интрузивных комплексов среднекаменноугольного

возраста. Для этого пояса выявляются следующие ряды метасоматических формаций: магнезиальные скарны – известковые скарны – кварц-полевошпатовые метасоматиты – (грейзены) – березиты – ар-гиллизиты.

С формированием пермского коллизионного комплекса связаны практически все известные в Южном Тянь-Шане золоторудные месторождения. По своему геологическому положению выделяется два типа месторождений:

1. Гранитоидные массивы, прорывающие девон-карбоновые шельфовые отложения Алайского и Таримского микроконтинентов в экзоконтакте которых в роговиках и скарнах размещается золото-сульфидное оруденение (Алтын-Джилга, Кара-Казык, Джангарт, Тоголок и др.).

2. Другая группа месторождений размещена среди углеродисто-терригенно-сланцевых отложений континентального склона Алайского микроконтинента (Ничке-Су). Золото-полисульфидная и золото-сурьмяная минерализация в этой группе месторождений приурочена к крутым субсогласным продольным и секущим оперяющим их сбросо-сдвигам, сопровождающимся зонами бластомилонитизации, окварцевания и березитизации.

Внутриплитным этапом связанного с закрытием Палеотетиса завершается палеозойская история формирования Тянь-Шаня. На фоне продолжающейся обстановки дальнейшего сжатия происходит формирование разломов и внедрение щелочных интрузий. Для этого периода характерно два близких по возрасту, но пространственно разобщенных эндогенных рудных комплекса, связанных с автономными рудогенерирующими очагами, проявленных в различных тектонических зонах Тянь-Шаня.

В связи с щелочными интрузиями (ортотокойский, зардалекский, шаматорский) наблюдается формирование щелочно-земельно-нефелин-полевошпатовой рудной минерализации (Зардалек, Сандык, Аккулен) и редкометалльно-редкоземельной (редкометалльные карбонатиты).

С люавритами и карбонатитами антидромного тренда ассоциируют проявления редкометалльно-редкоземельной минерализации (Месторождение Сары-Сай), а с Акшийракским комплексом – проявления золото-сульфидно-кварцевой минерализации (Джангарт, Тоголок).

Широко проявленный рифтогенез в Чаткало-Кураминской зоне представлен серией узких грабенов (Большой и Малый Кассанский, Чаначский, Кугалинский, Гавасайский и др.), выполненных субщелочными базальтоидами и андезитами. В западной части Среднего Тянь-Шаня краевые разломы Кассанского грабена контролируют кварц-сурьмяно-ртутное оруденение и комплексные золото-сурьмяные месторождения джаспероидного типа (Терексай, Иштамберды). Последние приурочены к джаспероидам в межформационных срывах поднадвиговых зон.

Таким образом, медно-порфировое оруденение, сформировавшееся в островодужной обстановке, обычно представлено Cu, Au; в окраинно-континентальных дугах – Cu, Au, Mo, Pb, Zn, Ag; в тыловодужном магматическом поясе – Mo, W, Au, Bi; в зонах синколлизионного рифтогенеза и внутриплитной обстановки – Mo, W, Sn, B, F, PЗЭ, Sb, Hg.

ГЛАВА IV. МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕГАЭТАП

4.1. СВК МЕЗОЗОЙСКО-РАННЕКАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА (И.А. МЕЗГИН)

В результате закрытия Туркестанского палеоокеана и позднегерцинской коллизии территория Кыргызского Тянь-Шаня вступила в этап внутриплитной стабилизации (Т-Е₂).

Геологические процессы этого этапа определялись слабой тектонической активностью региона. Почти на протяжении всего среднего и позднего триаса здесь происходила пенепленизация территории. Лишь на границе позднего триаса и юры отмечается усиление тектонической активности, вызвавшее некоторое расчленение рельефа и накопление в дальнейшем внутриплитных терригенных и карбонатных морских и континентальных отложений.

По реконструкциям Л.П.Зоненшайна, М.И.Кузьмина и Л.М.Натапова (1990) в юрское и меловое время к южным границам Лавразии (Евразии) последовательно причленились Иранский, Афганский, Центрально-Памирский и Южно-Памирский блоки, что привело к формированию пояса киммерийской складчатости. Эти события вызвали активизацию тектонической деятельности и в Центральном Тянь-Шане, что сопровождалось сдвиговыми деформациями, в свою очередь сопровождавшимися растягивающими усилиями. Возможно, именно эти обстоятельства вызвали проявления базальтоидного вулканизма в ранней юре, мелу и эоцене на территории Кыргызского Тянь-Шаня.

Основной областью осадконакопления этого времени был Южный Тянь-Шань с его крупными впадинами – Ферганской и Алайской. В меньших масштабах накопление мезозойско-кайнозойских отложений происходило в узких прогибах Северного и Центрального Тянь-Шаня.

По характеру осадконакопления этот этап делится на раннюю стадию (Т₃-К₁), характеризующуюся образованием континентальных терригенных, озерно-болотных угленосных и лагунно-морских отложений, и позднюю стадию (К₂-Е₂), характеризующуюся накоплением терригенных, карбонатных отложений и эвапоритов.

4.1.1. Ранняя стадия платформенного этапа (Т₃-К₁)

Как отмечено выше, в течение триасового времени происходила пенепленизация рельефа и образование кор выветривания. Эти процессы происходили в условиях теплого влажного климата, что способствовало образованию кор выветривания каолинового и ферриаллитного типа (Полянский, 1995; Цеховский, 1995).

В конце триаса – начале юры в Юго-Западном Тянь-Шане в связи с начавшейся тектонической активностью происходит образование узких широтно ориентированных прогибов вдоль крупных разломов (Южно-Ферганского, Восточно-Ферганского, Нанайского и др.) с относительными поднятиями до 200–300м. Эти долины постепенно приобретали вид широких мелких грабен.

В долинах и впадинах отлагались осадки равнинно-долинного и озерно-болотного фациальных комплексов – существенно кварцевые и кремниевые конгломераты, косослоистые кварцевые песчаники, аргиллиты, глины, пласты и линзы угля. В последнее время исследованиями Айз. Бакирова (2007) в районе г. Таш-Кумыра в основании юрских отложений обнаружены зубы акул и кости рыб, что свидетельствует о формировании по крайней мере части этих отложений в лагунно-морских условиях.

Для нижней части разреза (Т₃-J₁) характерно наличие каолинового цемента в обломочных породах, а местами и сохранение в понижениях рельефа остаточных каолиновых кор выветривания (Таш-Кумыр, Каратут и др.). Здесь же обычно встречаются маломощные прослои и линзы бокситов (Майлису, Каратут, Кара-Кия и др.). В Северной Фергане А.Д.Джумагуловым и В.А.Бабадоглы в основании разрезов юры установлен покров базальтов.

Базальные слои триас-юрских отложений содержат значительные количества гипергенно устойчивых минералов – магнетита, лейкоксена, циркона, а иногда – и золота. Мощность базальных слоев колеблется от первых метров до 40–50м.

В разрезах доггера (J₂) континентальные отложения сменяются мощными накоплениями озерных алевролитов и песчаников общей серой окраски, среди которых нередко горизонты грубозернистых существенно кварцевых песчаников и гравелитов. В нижней части таких разрезов встречаются прослои, содержащие сферосидеритовые или бурожелезняковые конкреции.

В конце доггера и в мальме ($J_{2,3}$) происходит сокращение озерных бассейнов и появление наряду с равнинно-озерными сероцветными породами пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, свидетельствующих об аридизации и некотором похолодании климата. Мощность красноцветов мальма колеблется от 70 до 340 м. Общая мощность триас-юрских отложений в Фергане достигает 800–1200 м, а в Суекском прогибе (к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома) превышает 3000 м.

В северо-восточной части Кыргызского Тянь-Шаня также происходило осадконакопление юрского времени, о чем свидетельствуют фрагменты в различной степени размытых угленосных отложений юры в Иссык-Кульской, Джумгалской и Нарынской впадинах. В Нарынской впадине юрские отложения вскрыты некоторыми глубокими скважинами в основании мезозойско-кайнозойских разрезов, в то же время в хребте Джетым-Тоо юрские отложения с проявлениями угля установлены на высоте более 3000 м. Имеются сведения о наличии юры и в Чуйской впадине, выходы которой установлены на правом берегу р. Чу ниже села Камышановки.

К началу мелового периода в регионе произошли заметные тектонические и климатические изменения. Бассейны юрского времени быстро сокращались, наблюдалось резкое погрубение осадков, связанное с поднятием Ферганского хребта. Установился жаркий и сухой климат с периодами кратковременного увлажнения, что фиксировалось пестроцветностью и красноцветностью отложений нижнего мела.

Осадконакопление континентального, лагунного и мелководно-морского характера происходило в меловое время в основном в Ферганской и Алайской депрессиях. В разрезах этого времени мелководно-морские осадки регрессивных и трансгрессивных фаз представлены конгломератами, песчаниками (часто косослоистыми или коробчато-слоистыми), а также алевролитами и глинами. В некоторых разрезах южной Ферганы встречаются горизонты светлых известняков с пресноводной фауной. С таким горизонтом в Ляканском разрезе связано месторождение целестина и свинцовые проявления. В северной Фергане (в междуречье Караункур-Нарын) в основании разреза нижнего мела залегает покров базальта мощностью 3–7 м.

Общая мощность отложений нижнего мела сильно варьирует, уменьшаясь с востока на запад, с 1600 до 450 м. В северных предгорьях Алая она составляет от 225 до 460 м.

К северо-востоку от Ферганского хребта достоверных отложений мела не установлено.

4.1.2. Поздняя стадия мезозойско-кайнозойского платформенного этапа (K_2-E_2)

В этот период северная и северо-восточная части территории Кыргызстана представляли собой приподнятую сушу, на которой происходило формирование аллитной коры выветривания, что позволило В.А.Петрушевскому еще в 50-е годы назвать эту область «эпигерцинским щитом» (Чедия, 1986). Это подтверждается отсутствием в этой области в целом достоверных осадков мелового времени.

В позднем мелу (?) – эоцене в некоторых впадинах северного Тянь-Шаня (Восточно-Чуйской, Кок-Мойнокской, Кок-Турпакской) происходит накопление красноцветной сулутерекской (коктурпакской) свиты, представленной хомогенными известняками, мергелями, глинами, песчаниками, гипсами с прослоями конгломератов и гравелитов. Почти повсеместно вблизи основания свиты фиксируется покров базальтов (от 3 до 60 м), возраст которого, по определению А.Я.Крылова (1963), – 55 млн. лет, что соответствует раннему эоцену. По данным А.Б.Фортуны накопление свиты происходило в мелких озерах и прилегающих частях впадин в условиях аридизации климата. Кроме гипсов и ювелирных цирконов в базальтах, полезных ископаемых в составе свиты не установлено.

В Южном Тянь-Шане в это время существовал мелководный морской бассейн, по очертаниям совпадавший с Ферганской депрессией и через Алайский пролив имевший связь с Таджикским морем, а временами через Ходжентский пролив, соединявшийся с Туранским морским бассейном. С северо-востока морской бассейн был ограничен растущим поднятием Ферганского хребта, а на юге – Алайской островной сушей.

Осадконакопление происходило в условиях жаркого аридного климата с периодами кратковременного увлажнения, чем определяется пестроцветность и красноцветность осадков мела и палеогена.

В разрезах верхнего мела переслаиваются красноцветные песчаники, алевропелиты и глины равнинно-руслых и равнинно-застойных фаций с зеленовато-серыми, голубоватыми и розоватыми морскими (волноприбойными, мелководно-морскими) песчаниками, глинами, известняками, доломитами, гипсами. Некоторые горизонты прослеживаются в ряде разрезов и являются маркирующими как для стратиграфического расчленения, так и для полезных ископаемых (устричные

горизонты – экзогировый, томазитовый, радиолитовый, горизонты меденосных песчаников и др.). В разрезах часты горизонты, обогащенные растительным детритом. В целом эти разрезы характеризуются изменчивостью мощностей, пестротой состава и окраски пород, а также следами размывов и выпадением из разрезов различных слоев по периферии Ферганского бассейна.

Осадконакопление в Алайском и Заалайском прогибах имело тот же характер, отличаясь большей устойчивостью режима и большей скоростью накопления осадков.

Общая мощность отложений верхнего мела в Фергане колеблется от 65 до 480 м, увеличиваясь с запада на восток. В Заалайском прогибе мощность мел-палеогеновых отложений достигает 5000 м, что, по мнению Д.П.Резвого, связано с развитием грабеновой структуры в палеозойском основании.

Сложность строения и пестрота разрезов привели к разработке ряда схем стратиграфического расчленения меловых отложений, различные части которых плохо коррелируются друг с другом (Вялов, 1953; Л.Б.Рухин, 1961; Н.Н.Верзилин, 1963; З.Н.Пояркова, 1969; В.А.Бабадоглы, 1968).

В палеогене наследуются условия осадконакопления мелового времени с сохранением морского режима, что подтверждается повсеместным распространением морской фауны в осадках палеоэоцена. Однако в связи с дальнейшей аридизацией климата и усилением замкнутости Ферганского морского бассейна в палеогеновых разрезах увеличивается роль гипсов, доломитов и терригенных пород. Для отложений палеогена характерна такая же изменчивость разрезов и мощностей, как и для меловых отложений. В центральных частях Ферганского морского бассейна палеогеновые отложения надстраивают меловые разрезы, но на периферии бассейна они обычно ложатся на эродированную поверхность палеозойских отложений, сохраняющую остатки красноцветной коры выветривания.

При стратиграфическом расчленении палеогена до сих пор используется схема О.С.Вялова, разработанная им еще в 1945 г. По этой схеме в разрезах палеогена выделяется ряд «слоев» или «горизонтов», иногда рассматривающихся также в ранге «ярусов» (бухарские, сузакские, алайские, туркестанские, риштанские, исфаринские, ханабадские, сумсарские слои). Некоторые из них благодаря составу и региональному распространению служат маркирующими горизонтами: «свита гипсов Гознау» в основании разрезов палеогена южной Ферганы, алайские слои (белые и светло-кремовые устричные и гастроподовые известняки, 4–25 м), туркестанские слои (табачно-зеленые мергели и белые известняки-ракушечники мощностью 3–10 м), малиновые глины сумсарских слоев (10–30 м).

Мощность палеогеновых отложений варьирует от 30–40 до 350 м.

4.1.3. Мезозойско-кайнозойский магматизм

Магматические проявления этого этапа представлены двумя сериями (формациями) пород: 1) толеитовыми базальтами и трахибазальтами и 2) щелочными ультрамафитами. Породы первой группы представлены покровами базальтов в отложениях юры в Кызыл-Киинском и Кавакском районах, в отложениях нижнего и верхнего мела в Таш-Кумырском районе, а также покровами базальтов эоценового возраста в сулутерекской и коктурпакской свитах в ряде впадин северного и центрального Тянь-Шаня.

Покровы имеют мощность от 3 до 25–60 м и протяженность до 2–3 км, а иногда и более. По руч. Текелик (Ак-Сайский район) установлено 6 покровов неогеновых базальтов, которые, уходя к западу на территорию КНР (бассейн реки Тоюн), достигают мощности 200 м. С покровами базальтов ассоциируют мелкие дайковые и жерловые тела сходного состава, прорывающие кайнозойские отложения.

По петрохимическим особенностям подавляющее большинство пород этой группы соответствует оливиновым толеитам (Кнауф и др., 1980), отличается однообразным составом, приближающимся к составу пород трапповой формации (табл. 4.1).

Щелочные ультрамафиты представлены дайками и жерловыми телами в Западном Прииссыккулье, в хребте Молдо-Тоо, Джаман-Тоо, в Таласском районе и в других районах, где они локализируются в домезозойских породах. Исключение составляют только покровы и дайки лимбургитов в Таласском районе, залегающие в палеогеновых породах. И если для последних не существует проблемы установления возраста, то для большинства тел этой группы возраст остается дискуссионным.

Для пород подобного состава на территории Таджикистана (Южный Гиссар) установлено прорывание ими отложений перми-нижнего триаса и перекрывание их нижнемеловыми отложениями. Радиологические определения возраста пород по калий-аргоновому методу колеблются от поздней перми до ранней юры и составляют для Южного Гиссара и Гиссаро-Алая 200 ± 20 и 197 ± 6 млн. лет, в Нуратинских горах – 223 ± 15 млн. лет («Земная кора Таджикистана»).

Таблица 4.1. Средний химический состав магматических пород мезозойско-кайнозойского платформенного этапа и сравнимых типовых ассоциаций (по В.И.Кнауфу, А.В.Миколайчуку, Е.В.Христову, 1980)

| Окислы | Толеитовые базальты покровов | Траппы Таймыра | Щелочные габброиды базанитовой ассоциации | Щелочные габброиды | Щелочные ультрамафиты Туркестано-Алая | Щелочные габброиды Африканской рифтовой системы |
|--------------------------------|------------------------------|----------------|---|--------------------|---------------------------------------|---|
| | I | II | III | IV | V | VI |
| SiO ₂ | 46,75 | 48,3 | 42,6 | 42,8 | 42,0 | 42,0 |
| TiO ₂ | 1,85 | 1,4 | 2,5 | 2,5 | 1,1 | 2,6 |
| Al ₂ O ₃ | 15,6 | 14,5 | 14,9 | 13,9 | 12,1 | 12,4 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,7 | 5,0 | 4,7 | 4,9 | 2,2 | 7,7 |
| FeO | 4,4 | 8,2 | 6,6 | 8,0 | 6,6 | 5,7 |
| MnO | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 |
| MgO | 5,9 | 6,9 | 7,0 | 8,0 | 8,7 | 7,5 |
| CaO | 10,7 | 10,8 | 8,9 | 9,7 | 12,8 | 12,6 |
| Na ₂ O | 3,4 | 2,2 | 3,5 | 3,4 | 2,5 | 3,8 |
| K ₂ O | 1,5 | 0,9 | 2,5 | 1,9 | 1,7 | 2,1 |
| P ₂ O ₅ | 0,6 | - | 0,5 | 0,6 | 0,4 | 0,7 |
| ппп | | | | | 9,3? | |

Группа I: р.Текелик (10 анализов); р.Тюлек (13 ан.); Кара-Кече (2 ан.); Боомское ущелье (3 ан.).

Группа III: р.Тоюн (6 ан.); Таласский район (23 ан.); Кавак-Тау (4 ан.).

Группа IV: хребет Молдо-Тау (22 ан.); г.Уч-Кудук (3 ан.); хр.Джаман-Тау (2 ан.).

Группа V: трубки взрыва Ичке-Суу (6 ан.); Тенгизбай, Гаумыш, Абрамовская (3 ан.).

По составу породы этой группы соответствуют авгититам, лимбургитам, бекинкинитам, камптонитам, входящим в группу щелочных габброидов. (табл. 4.1, группы III, IV). К этой группе пород примыкают щелочные мафит-ультрамафитовые породы Туркестано-Алая (табл. 4.1, группа V)¹.

Щелочные мафит-ультрамафитовые дайки и трубки взрыва в Туркестано-Алайской покровно-складчатой области выделены при геологической съемке сравнительно недавно (в середине – конце 80-х годов прошлого века) под названием Гаумышского комплекса позднепермского–раннетриасового возраста. Кроме трубок взрыва, к Гаумышскому комплексу часто относят многочисленные дайки субщелочных базальтоидов, лампрофиров, камптонитов, бекинкинитов, которые содержат в том или ином количестве хром-диоксид зеленого цвета, являющийся, по мнению некоторых исследователей, характерным признаком принадлежности этих пород к Гаумышскому комплексу (хотя в последнее время это представляется не столь четким признаком).

Большинство трубок взрыва обнаружено в приосевой части Алайского хребта. Среди них наиболее интересна трубка взрыва Гаумыш, расположенная вблизи одноименного перевала. Это тело, прорывающее доломиты среднего-верхнего девона, имеет неправильную форму, ширину от 5 до 60 м и протяженность около 2 км. Контакты его субвертикальные.

Встроении трубки участвуют три разновидности пород, отвечающие трем стадиям ее формирования:

Ранние автолитовые брекчии слагают примерно 20% трубки, брекчии состоят из округло-угловатых автолитов (70–80%) размерами 0,5–10 см, которые сложены лимбургитами, реже – доломитами и очень редко – пироксенитами, диабазами, оливиновыми базальтами. Более поздние эруптивные брекчии, слагающие большую часть объема трубки, состоят из обломков доломитов (50–70%), сцементированных лимбургитами. Наиболее поздними породами являются массивные лимбургиты, прорывающие эруптивные брекчии.

¹Примечание: далее породы этой группы как мало распространенные и малоизвестные более детально охарактеризованы по материалам В. Лыточкина

Лимбургиты всех трех стадий формирования Гаумышской трубки сходны по составу, это темно-серые с зеленоватым оттенком массивные породы порфировой структуры. Вкрапленники оливина, хром-диопсида (изумрудно-зеленого цвета, часто ювелирного или ювелирно-поделочного качества) и биотита составляют до 20% их объема. Основная масса сложена микролитами клинопироксена, амфибола с серпентинит-карбонатным базисом.

Другие трубки – «Абрамовская», «Левобережная», (или «Караказык»), «Тенгизбайская», «Аллаудинская» – имеют меньшие размеры. Все они прорывают известково-доломитовые девонско-каменноугольные отложения шельфовых фаций Алайского микроконтинента. Форма их обычно неправильная, вытянутая, со сложными извилистыми, редко прямолинейными контактами. Сложены они эруптивными брекчиями с обломками мраморов, пироксенитов, горнблендитов, занимающих от 5 до 70% объема трубок. Цементирующая масса представлена субщелочными пироксеновыми базальтоидами (трубка «Абрамовская»), камптонитами («Аламудунская» трубка), бекинкинитами (трубка «Тенгизбайская») или пироксеновыми порфиритами (трубка «Левобережная Караказык»).

Иное структурное положение и состав имеют Карагаттинские трубки взрыва. Они значительно удалены от вышеописанной группы трубок и расположены в низких предгорьях северного склона Алайского хребта в урочищах Ичке-Суу и Раватджакуб, где прорывают алевро-песчаниковую толщу силурийско-девонского возраста.

Трубка «Ичкесу» имеет форму овала размером 250x80 м. Породы, слагающие трубку, представлены эруптивными брекчиями с обломками вмещающих трубку пород – алевролитов, песчаников (сильно ороговикованных или превращенных в роговики), ксенолитами сиалического фундамента – амфиболитами, гнейсами, пегматитами и мантийными ксенолитами – гиперстенитами, анортозитами и эклогитами. Цементирующая масса сложена порфировидными базальтоидами с вкрапленниками авгита, плагиоклаза, оливина, амфибола, граната и стекловатой интенсивно хлоритизированной основной массой (табл. 4.2).

Таблица 4.2. Химический состав пород трубки «Ичке-Суу»

| | % | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 40,01 | 40,31 | 40,96 | 40,60 | 40,68 | 41,31 |
| TiO ₂ | 1,2 | 1,14 | 1,14 | 1,14 | 1,14 | 1,24 |
| Al ₂ O ₃ | 11,96 | 11,42 | 11,78 | 11,42 | 11,24 | 14,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,96 | 1,22 | 1,86 | 1,39 | 1,39 | 2,58 |
| FeO | 5,89 | 6,69 | 6,29 | 6,68 | 6,68 | 5,96 |
| MnO | 0,0 | 0,1 | 0,01 | 0,0 | 0,2 | 0,0 |
| MgO | 7,07 | 7,88 | 6,67 | 7,07 | 7,88 | 6,22 |
| CaO | 11,5 | 10,09 | 10,8 | 10,8 | 9,93 | 9,25 |
| Na ₂ O | 3,55 | 3,6 | 3,25 | 3,45 | 3,45 | 3,45 |
| K ₂ O | 2,1 | 2,6 | 2,2 | 2,1 | 2,2 | 1,55 |
| P ₂ O ₅ | 0,78 | 0,75 | 0,8 | 0,8 | 0,35 | 0,82 |
| ппп | 13,29 | 13,38 | 13,83 | 13,87 | 14,29 | 12,47 |

Близко расположенная трубка «Раватджакуп» имеет аналогичный состав и строение, но меньшие (5x30 м) размеры.

По химическому составу породы «Центральной» (приосевой) группы трубок и Карагаттинские трубки также различны. Для первых характерны широкие вариации содержания всех петрогенных компонентов, часто даже в пределах одного типа. При этом все разновидности можно отнести к группе основных пород субщелочного ряда. Большинство анализов лимбургитов и бекинкинитов показывают их повышенную магнезиальность, что наряду с повышенными содержаниями калия позволяет сопоставлять образования этой группы трубок с высокомагнезиальными образованиями лампроитовой серии (табл. 4.3).

Карагаттинским трубкам свойственно постоянство химического состава и более низкое количество кремнезема (40,3–40,6%), окиси магния (6,2–7,9%) при суммарном содержании щелочей не более 5–6%.

Олигоцен (E_3) был временем начала столкновения Индийской плиты с Евразийским континентом, которое привело в конечном счете к образованию «возрожденных гор» Центральной Азии, включая Тянь-Шань.

Таблица 4.3. Химический состав пород Центральной группы трубок

| | «Тенгизбай» | «Гуамыш» | «Абрамовская» |
|--------------------------------|-------------|----------|---------------|
| SiO ₂ | 42,33 | 42,74 | 44,63 |
| TiO ₂ | 0,64 | 0,49 | 1,66 |
| Al ₂ O ₃ | 12,76 | 9,14 | 15,98 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,16 | 1,06 | 4,13 |
| FeO | 7,99 | 6,18 | 6,35 |
| MnO | 0,13 | 0,11 | 0, 12 |
| MgO | 10,5 | 13,65 | 6,58 |
| CaO | 17,07 | 16,8 | 11,7 |
| Na ₂ O | 1,17 | 1,06 | 2,49 |
| K ₂ O | 1,06 | 0,79 | 1,72 |
| P ₂ O ₅ | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| ппп | 3,36 | 6,91 | 4,75 |

4.2. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАЙНОЗОЙСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБСТАНОВКИ ВНУТРИПЛИТНОГО СЖАТИЯ (E_3 -Q) (И.А. МЕЗГИН)

Проблема природы внутриконтинентальных складчатых орогенных поясов привлекала внимание многих исследователей (П.Молнар, П.Тапонье, Дж.Дьюи, Л.П.Зоненшайн, Л.И.Лобковский, В.Е.Хаин). Представления этих исследователей о механизме орогенеза (преобладающее общее смятие в крупные складки в сочетании с крупными сдвигами; коробление и утолщение коры; межплитное торошение; «двухъярусная тектоника плит») хотя и различаются в деталях, но, по мнению В.Е.Хаина, не противоречат, а могут дополнять друг друга. Главное, все они сходятся в том, что Центральноазиатский орогенный пояс является прямым результатом коллизии Индийской и Евразийской плит.

Предшествующий короткий отрезок времени перед началом коллизии и накоплением олигоцен-миоценовых отложений был периодом относительного покоя, во время которого происходила пенепленизация существующего рельефа и «откапывание» поверхностей древнего пенеплена (доюрского, а, возможно, и допермского).

В начале коллизионного этапа в условиях тангенциального сжатия по всей территории Кыргызстана продолжали существовать широтно ориентированные слабо выраженные прогибы и поднятия в большинстве унаследованного характера. В них накапливались красноцветные континентальные олигоцен-миоценовые отложения, представленные глинами, мергелями, гравелитами и конгломератами.

В Северном Кыргызстане этот комплекс отложений выделяется под названием верхней части Киргизской красноцветной или Шамсинской свиты со стратотипом в бассейне р.Шамси (Стратифицированные..., 1982). В Ферганской впадине грубообломочные отложения этого возраста еще первыми ее исследователями (О.С.Вялов, 1953 и др.) были выделены под названием массагетской свиты (серии). Последующими работами в различных районах Ферганы вместо отложений массагетской свиты были выделен ряд свит (кулексайская, майлисайская, обчакская, купелийская и др.). Для отложений всех выделенных свит характерны красноцветность и погрубение осадков вверх по разрезу, свидетельствующие об убыстряющемся росте поднятий. Мощность этих свит колеблется от 30–50 до 600–870 м в зависимости от скорости подъема хребтов, условий осадконакопления и последовавшего размыва.

Отложения верхнего миоцена-плиоцена ($N_1^2-N_2$) сформировались во впадинах уже существенно расчлененного рельефа в условиях относительно влажного климата при постепенном похолодании с

короткими периодами холодных максимумов. В комплексе отложений присутствуют конгломераты и другие обломочные породы подгорных фаций и терригенные соленосно-гипсоносные отложения реликтовых озер. Нередко в озерных отложениях наблюдается четырехчленная ритмичность (конгломераты – песчаники – глины – мергели). В некоторых впадинах эти разрезы венчаются мощной толщей розовых дресвяников и глин (Кетмень-Тюбинская, Суусамырская впадины). В обрамлении Чуйской впадины эти отложения выделены под названием чуйской свиты. В других впадинах для отложений верхнего миоцена-плиоцена существуют местные наименования.

Корреляционная схема стратиграфии кайнозойских отложений, хорошо иллюстрирующая изменчивость разрезов, приводится О.К.Чедия в его работе «Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня» (1986).

Мощность верхне-миоценовых – плиоценовых отложений достигает 1000–2000 м.

При дальнейшем тангенциальном сжатии в конце плиоцена происходит быстрый рост хребтов и заполнение впадин верхне-миоценовыми – нижнечетвертичными грубыми молассовыми отложениями (Шарпылдакская, Андижанская, Кассанская, Сохская «свиты» и их аналоги), представляющими собой шлейфы слившихся конусов выноса, зачастую отделенные от растущих хребтов предгорными взбросами. Преобладающую роль в них играют конгломераты и конглобрекчии с подчиненным количеством «каменных лессов» и паттумов. В центральных частях впадин грубообломочные породы могут замещаться песчаниками и глинами. В зависимости от карбонатности вод, дренирующих эти отложения, они могут быть в различной степени сцементированы.

Общая мощность грубых моласс зависит от скорости осадконакопления (скорости роста хребтов) и степени их последующего размыва. В различных впадинах она сильно колеблется: в Иссык-Кульской, Суусамырской, Нарынской, Таласской впадинах – от десятков метров до 200–300 м., в Чаткальской впадине – до 600 м.

При наличии в обрамлении впадин россыпеобразующих источников золота в конгломератах подгорных пролювиальных конусов выноса могут формироваться сложные многослойные россыпи золота.

С ростом хребтов и заполнением впадин кайнозойскими континентальными молассами территория Тянь-Шаня приобрела современный тектоно-геоморфологический облик резко расчлененной горной страны с общим поднятием хребтов над палеозойскими днищами впадин, достигающим 15 км.

В дальнейшем во внутригорных и предгорных впадинах происходило накопление четвертичных отложений различных генетических типов. Наиболее распространенными и важными среди них для стратиграфии и минерагии являются ледниковые и аллювиальные отложения. Современная схема расчленения и корреляции этих отложений приведена в табл. 4.4.

Ледниковые отложения, образующие серии морен, часто вложенных друг в друга, распространены в пределах высокогорного и альпийского поясов рельефа, иногда опускаясь и ниже. Их высота колеблется от 1600 до 3600 м, а мощность наиболее крупных морен достигает 350–450 м, в целом уменьшаясь от древних морен к молодым. Сложены морены слабо окатанным или угловатым глыбово-щепнистым материалом с большим количеством ледниковой «муки». Материал древних морен значительно уплотнен и иногда содержит характерные кальцитовые журавчики. К окончаниям морен часто примыкают шлейфы флювиогляциальных отложений. В редких случаях с флювиогляциальными отложениями связаны мелкие золотые или комплексные россыпи (Кумторский район, Суусамыр – верховья руч. Кара-Булак и Токойлу).

Аллювиальные отложения тяготеют к нижним поясам горного рельефа и впадинам. В горной части они слагают семь цикловых террас. От древних к молодым уменьшается абсолютная и относительная высота региональных террасовых комплексов, уменьшается мощность галечников и покровных суглинков. Так, для террас чаткальского комплекса (Q_I) мощность галечников может достигать 120–150 м, мощность лессовидных суглинков – 10–15 м, для террас акбуринского комплекса (Q_{IV}) они снижаются соответственно до 6–10 м и 1–2 м.

Аллювиальные отложения современных потоков имеют мощность от 1–2 до 20–25 м, причем мощность аллювия контролируется не столько порядком речных долин, сколько тектоническим режимом отдельных ступеней рельефа и даже более мелких блоков.

В предгорных впадинах (Чуйской, Ферганской) при их постоянном прогибании относительно хребтов аллювиально-пролювиальные отложения последовательно наращивают погребенные мезозойско-кайнозойские отложения и имеют большие мощности. По данным бурения граница

Таблица 4.4. Комплексы четвертичных отложений Тянь-Шаня (по О.К.Чедия, 1986)

| | | | № регион. (циклов.) террас | Стадиальные оледенения | Местные комплексы | |
|-----------------------------|------------------|--|----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------|----------------------------|
| | | | | | Северо-Восточный Тянь-Шань | Юго-Западный Тянь- Шань |
| Голоцен | Q _{IV} | Q _{IV} | Пойма | Морены современ- ного оледенения | Токмакский (каракольский.) | Терекский |
| | | Q _{IV} tr | I | Морены последней стадии наступания | | |
| Плейстоцен | Q _{III} | Q _{III} ³ | II | Морены последнего оледенения | Аламединский | Акбуринский |
| | | Q _{III} ² | III | | | Тахтекский |
| | | Q _{III} ¹ | IV | Тарский | | |
| | Q _{II} | Q _{II} ³ | IV | Морены максималь- ного оледенения | Джергаланский | Афлатунский |
| | | Q _{II} ² | V | | | Алабукинский |
| | | Q _{II} ¹ | VI | | | |
| | Q _I | Q _I ² | VII | Морены очагового оледенения | Кызылсуйский, Тепкинский (?) | Чаткальский |
| Q _I ¹ | | Шарпылдакская, Чаткальская, Сохская, Андижанская, Кассанская свиты | | | | |
| | | N ₂ ³ | | | | |

нижнечетвертичных отложений в Чуйской впадине установлена на глубине 479 м, среднечетвертичных – на глубине 150–200 м.

Аллювиальные отложения имеют важное хозяйственное значение, так как они являются средой образования и вмещением россыпей золота, олова, платиноидов, редких металлов и даже ювелирных камней, а также главным источником строительного сырья – валунника, гравия, песка, суглинков. Аллювиальные отложения впадин являются вмещением резервуаров пресных подземных вод.

В отличие от других впадин, в Иссык-Кульской впадине кроме аллювиальных и пролювиальных отложений широко распространены озерные конгломераты, галечники и пески с прослоями глин и мергелей. Они аккумулярованы в озерных террасах, прибрежных равнинах и пляжных зонах.

4.3. МИНЕРАГЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБСТАНОВОК (И.А. МЕЗГИН)

4.3.1. Минерагения ранней платформенной стадии

С отложениями наземных континентальных обстановок связан ряд рудных формаций, имеющих важное практическое значение. Краткая характеристика их приводится в табл. 4.5. Несмотря на кажущуюся разнородность, большая часть месторождений этих формаций являются производными двух литолого-фациальных комплексов – аллювиального равнинно-долинного с большим участием переотложенных кор выветривания и озерно-болотного застойного. В связи с этим важное индикаторное значение имеют отдельные слои или части разрезов юры и нижнего мела, к которым приурочены различные полезные ископаемые или металлоносные осадки. Так, закарстованные известняки палеозойского основания являются индикаторными для кластогенного золота, кварцевые обломочные породы с признаками переотложения кор выветривания – для россыпного золота и бокситов, углисто-глинистые породы озерно-болотных обстановок – для металлоносных углей, сферосидеритов.

В дополнение к таблице ниже приводится краткая характеристика месторождений различных формаций.

Формация золотоносного карста (aMZ)

Данная формация представлена небольшим месторождением Сарыбия (Майлисуйский рудный район). Месторождение приурочено к пенепленизированной поверхности нижнекаменноугольных отложений, с которой эрозией удалены мезозойские породы, однако, в непосредственной близости на этих известняках сохранились красноцветные отложения

Таблица 4.5. Рудоносность структурно-вещественных комплексов мезозойско-кайнозойского платформенного этапа

| Металлоносные СВК. Рудные комплексы и рудные формации | Состав пород металлоносных СВК | Индикаторные слои | Главные и сопутствующие элементы | Месторождения, рудопроявления |
|--|---|---|------------------------------------|--|
| Золотоносный континентальный терригенный СВК (Т-Ј) | | | | |
| Формация золотоносного карста (аМЗ) | | Предмезозойская поверхность выравнивания на карбонатных породах | Au (Ag, Sb, As) | Сарыбия (Майли-Сууйский район) |
| Формация золотоносных кварцевых конгломератов юры (Ј) | Равнинно-долинные существенно кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники белого, охристого цвета со струйчатой косой и коробчатой слоистостью | Кварцевые конгломераты, гравелиты основания разреза юры | Au (Pt?, Cr) | Площади Кара-Тут (Таш-Кумырский район), Джазы и др. |
| Формация оолитовых бокситов | В этих же слоях. Бокситовый горизонт мощностью до 3–4 м | Буроватые до черных слои и линзы оолитовых бокситов | | Кара-Кия, Каратут, Сере-Суу, Майли-Суу |
| Угленосный континентально-озерный СВК (Ј) | | | | |
| Формация металлоносных углей | Равнинно-долинные и озерные серые, серовато-белые гравелиты, песчаники, аргиллиты, глины серого и буроватого цвета, угли | Буроугольные пласты сложного строения | Ge, U (Mo, Ga, Sc) | Ташкумырский, Кавакский, Узгенский, Кызылкийский угольные бассейны |
| Сидерит-бурожелезняковая формация (Ј) | Равнинно-долинные, озерно-болотные песчаники, аргиллиты, глины серого и буровато-серого цвета | Надугольные слои песчаников и аргиллитов с рудными линзами, конкрециями и желваками | Fe (Mn, Ce) | Ташкумыр, Кавак, Тегенек, Узген, Кара-Тут, Кызыл-Кия |
| Металлоносный пестроцветный эвапорит-терригенно-карбонатный СВК (Ј, К-Е ₂) | | | | |
| Формация металлоносных горючих сланцев (Ј, Е ₂) | 1. Равнинно-долинные и озерные угленосные отложения Ј 2. Эоценовые устричные известняки | Угленосная часть разреза с горючими, сланцами. Углистые сланцы и устричные известняки | Углеводороды U (Se, Te, TR, PЭ) | Угольные м-я: Узгенского бассейна (Ј), группа рудопр. Шакафтар и Майли-Суу Тарского районов |
| Формация медистых песчаников и сланцев (К _{1,2}) | Терригенно-карбонатные гипсоносные прибрежно-морские мелководные отложения | «Голубые горизонты» (песчаники, глины, доломитовые известняки с голубовато-серой и зеленоватой окраской) в разрезах К ₁ и К ₂ | Cu (Pb, Zn, Cd, Mo, V, U, Au?) | Алайская долина, мульды Алайку, Буйгинская, Ойтальская, долина р.Гульча |
| Сероносная целестиновая терригенно-карбонатная РФ (К-Е ₂) | Пестроцветные лагунные мелководно-морские песчано-глинистые и гипсоносные отложения | Пестроцветная свита и «надродиолитовый» горизонт. Ляканские известняки | Sr (Ba, Pb, S, гипсы) | Сузак, Чангыр-Таш, Шурабашат, Зергер, Ганжак, Карабак, Сох, Кан |
| Глауконитовые песчаники и трепелы (Е _{1,2}) | Глинисто-кремнистые отложения морского палеогена | Трепелы и трепеловидные глины в ханабадских слоях. Зеленые и красноцветные глауконитовые песчаники на границе ханабадских и сумсарских слоев палеогена. | Глауконит, трепел, монтморил-лонит | Балыктинское, Чангырташское (Ала-Букинский и Сузакский районы) Кызыл-Токой (Ала-Букинский район) |

Палеозойские отложения представлены известняками визе-серпухова, взброшенными на более молодую толщу туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и алевролитов с прослоями известняков, имеющими серпуховский возраст. Общее падение пород и плоскости взброса южное, с углами 20–50°.

В зоне тектонического контакта известняки брекчированы и сильно лиственитизированы на мощность 20 м. Известняки визе-серпухова закарстованы по слоистости. Пещеры и ниши имеют размеры до 10x15x5 м, карстовые трещины достигают 2 м ширины. Полости пещер и трещин заполнены щебнистым и мелкообломочным материалом, в котором преобладают известняки. Обломочный материал сцементирован карбонатно-железистым цементом порового типа.

Золото установлено как в зоне тектонических брекчий, так и в карстовых полостях. Содержание золота в них составляет 3–7 г/т. В центральных частях пещер, где часто присутствует тонкий глинистый материал зеленовато-серого цвета, выявлено содержание Au несколько меньше 2 г/т.

Кроме золота, в карсте установлены Ag – до 6 г/т, As – 0,5%, Sb – 0,2%, Hg – 0,005%, а также примеси Cu, Pb, Zn, Mo. Из рудных минералов в протолочках установлены пирит, арсенопирит, блеклая руда, пирротин.

Месторождения этого типа изучены недостаточно и практическая значимость объектов такого типа неясна, но, вероятно, из-за малых масштабов подобных месторождений незначительна.

Формация золотоносных кварцевых конгломератов (J₁)

Во всех районах распространения юрских отложений в основании угленосных разрезов залегают существенно кварцевые, а иногда и мономиктовые кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники, сцементированные каолиновым цементом и имеющие светло-серую и грязно-белую окраску. Состав пород указывает на глубокое химическое выветривание палеозойских пород в области сноса и на переотложение каолиновых кор выветривания.

При наличии коренных источников золото полностью высвобождалось в корах выветривания и впоследствии было переотложено в кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники равнинно-долинных обстановок.

Золотоносность кварцевых конгломератов юры установлена на участке угольного месторождения Кара-Тут вблизи г. Ташкумыра. Здесь, на площади более 10 кв. км, на слаборасчлененной поверхности обнажаются базальные слои юры, мелкими саями прорезанные до палеозойского основания. В каолиновой цементирующей массе всех разновидностей обломочных пород устанавливается россыпное золото в виде хорошо окатанных зерен, пластинок и чешуек крупностью до 1–1,5 мм. Содержание золота колеблется от первых десятков мг/м³ до 630 мг/м, не достигая в среднем промышленных содержаний. В последние годы (2002–2005 гг.) при старательской добыче золота местными жителями в юрских кварцевых конгломератах установлено содержание золота до 10–15 г/т.

Нами неоднократно отмечалось, что добыча золота из таких бедных россыпей возможна в комплексе с добычей кварцевого песка и гальки (составляющих до 95–97% обломочного материала), а также каолина.

Кроме перспектив на россыпное золото других участков кварцевых обломочных пород основания юрских отложений, заслуживают внимания более высокие части разрезов юры и нижнего мела, где также встречаются горизонты кварцевых конгломератов, гравелитов и грубых песчаников и где на площадях их распространения выявлены многочисленные шлиховые ореолы золота. Одновременно в этих же слоях возможно нахождение повышенных концентраций циркона и платиноидов.

На наличие россыпного золота в юрских обломочных отложениях Восточной Ферганы указывают площадные шлиховые ореолы золота на полях развития юрских отложений в бассейне р.Джазы и Каракульджа, установленные А.И.Жданом при геологических съемках М 1: 50 000.

Формация оолитовых бокситов (J₁)

Наиболее крупным из мезозойских проявлений бокситов является Каракиясайское, расположенное в 20 км к востоку от г.Сулукты. Здесь, на закарстованной поверхности палеозойских известняков, залегает зеленовато-серая бокситовая брекчия, состоящая из обломков оолитовых бокситов, сцементированных бокситовой же массой.

Общая мощность бокситов достигает 12–13 м, однако она резко меняется в связи с неровностями палеозойского ложа. Перекрываются бокситовые породы песчаниками и пестрыми аргиллитами, а выше – угленосными отложениями юры.

Химический состав бокситов: SiO₂ – 9,8–33,6%, Al₂O₃ – 33,3–69%. Несмотря на высокое содержание глинозема, месторождение Кара-Кия считается неперспективным из-за малых запасов (400 тыс. т.).

На угольном месторождении Кара-Тут в Ташкумырском районе слой оолитовых бокситов залегает среди гравелитов и конгломератов основания юры и имеет мощность около 4 м. Оолиты размером 2–4 мм заключены в каолиновой цементирующей массе. Содержание Al₂O₃ в бокситах составляет 22–27%. Запасы бокситов не подсчитаны.

Наиболее качественными считаются бокситы, связанные с карстовыми полостями в палеозойских известняках, на основании чего наибольшие перспективы на поиски бокситов представляет южная окраина Ферганской впадины, где отложения юры залегают на закарстованной поверхности палеозойских известняков.

Формация металлоносных углей (J₁)

В карнийско-рэтской и лейасовой частях разреза (а в некоторых районах – и в догере) среди песчаников, гравелитов, алевролитов и глин с обуглероженными остатками растительного детрита встречаются пласты и линзы углей. Количество пластов варьируется в каждой угленосной впадине, так же изменяется и качество углей.

Угольные месторождения Кыргызстана интенсивно изучались в советское время. К настоящему времени имеется ряд сводных работ по угольным месторождениям (Каширин, 1964, 1975; Landis, 1996), в которых систематизированы основные сведения по геологическому строению, качеству, разведанности и возможному использованию углей.

Выделяются восемь угольных районов: Чуйский, Иссык-Кульский, Кавакский, Нарынский, Северо-Ферганский, Узгенский, Южно-Ферганский, Алайский.

Всего известно 64 месторождения различных масштабов, геологические ресурсы которых составляют 31 млрд. тонн угля. Из них на долю Узгенского бассейна приходится 14 млрд. тонн (значительная часть из них коксующиеся). Для открытой добычи разведано 300 млн. т, для подземной добычи – 1950 млн. т.

Добыча угля упала с 4 млн. т. в советское время до 450 тыс. т в 1990 г. и в настоящее время составляет около 800 тыс. т. В связи с проблемами энергоснабжения разработана программа развития угледобывающей отрасли Кыргызской Республики.

Угли месторождений в преобладающей массе бурые (суббитуминозные, битуминозные марки «С»). Они характеризуются следующими параметрами: теплотворная способность 4700–6100 ккал/кг, зольность – 10–20%, содержание серы – до 2%, влажность пластовая – 8–28%, содержание летучих (в сухом обеззоленном угле) – 33–51%, содержание углерода – 71–83%.

В пределах угольных бассейнов и отдельных месторождений устанавливается до 17 пластов угля, из которых рабочими являются 1–2, редко более. На месторождениях Кара-Киче (Кавакский бассейн) и Бель-Алма (Кичик-Алай) мощность угольных пластов достигает соответственно 60–100 м и 70–80 м.

Кроме самостоятельной промышленной ценности, угли ряда буроугольных месторождений представляют еще больший интерес, так как содержат существенное количество германия (2–21 г/т) и являются его важным промышленным источником. Кроме германия, в углях некоторых месторождений содержатся уран, скандий, галлий, молибден.

Германий концентрируется в углях и отсутствует во вмещающих породах. Концентрации германия обычно бывают приурочены к сравнительно маломощным (до 40 см) пачкам угля, прилегающим к кровле или почве крупных пластов. При малой мощности пласта германий распределяется по всей его мощности.

Главнейшими носителями германия являются гелифицированное вещество углей, которое при метаморфизме способно отдавать германий во вмещающие породы, благодаря чему каменные угли обеднены германием.

Германиеносные угли имеются в Иссык-Кульском, Кавакском, Узгенском, Южно-Ферганском и Северо-Ферганском угольных бассейнах. При этом даже в одном угольном разрезе угли характеризуются различным содержанием германия и сопутствующих элементов. Примером может служить месторождение Кавак, где в угольных разрезах соседствовали простые и ураноносные с германием угольные пласты. Последние были в свое время полностью выработаны.

По данным Ф.Я.Сапрыкина (1974), среднее содержание германия в углях составляет: на Шурабском, Кызыл-Кийском, Алдыярском буроугольных месторождениях – 1,8 г/т (в золе – 9,5 г/т); в Узгенском бассейне в углях – 17,2 г/т, в золе – 21,3 г/т. На Сулюктинском месторождении в углях содержится 0,08 г/т германия и 3,6 г/т галлия, в золе этих углей – 5 г/т германия (max – 100 г/т) и до 35,4 г/т галлия.

Высокое содержание германия установлено также на месторождении Бель-Алма.

Сидерит-бурожелезняковая рудная формация (J₁)

В юрских отложениях по периферии Ферганской впадины, тяготея к участкам разрезов с пластами углей и линзами растительного детрита, распространены маломощные прослои и линзы глинистых песчаников и глин, содержащих сферосидеритовые конкреции и желваки «болотных» железных руд (Ташкумыр, Маркай, Шураб, Каратут, Кавак, Узген).

В районе Ташкумырского угольного месторождения конкреции в отдельных слоях составляют 5–20 % породы при мощности рудоносных линз до 0,3–0,4 м и среднем содержании железа 30–40%, а в окисленных рудах – до 53–63%. На участках Тегенек и Каратут встречаются конкреции до 1–1,5 м

в поперечнике, представляющие собой скопления пирита в песчаниках надугольных слоев. Здесь же, в слоях, обогащенных углистым веществом и растительным детритом, встречаются караваеподобные конкреции «болотных руд» размером до 15–20 см.

Из-за мелких размеров рудных тел сферосидериты не имеют практического значения, хотя и являются легкообогатимыми рудами.

4.3.2. Минералогия поздней стадии мезозойско-раннекайнозойского платформенного этапа (K_2-E_2)

Отложения этой стадии вмещают полезные ископаемые двух групп – осадочной и горючих полезных ископаемых.

В первую группу можно отнести горизонты и линзы глауконита, трепелов, гипсов, серы, медистых песчаников и целестиновые месторождения, во вторую – проявления горючих сланцев и месторождения нефти и газа.

Глауконитовые песчаники палеогенового возраста выявлены в Северной Фергане при геологической съемке М 1:200 000 Л.И.Турбиным еще в 1954 г. В Кызылтокойской впадине, они образуют горизонт мощностью 2–3 м на границе ханабадских зеленых глин и кирпично-красных глин сумсарского яруса (E_2). Глауконитовые песчаники являются ценным сырьем многоцелевого применения (они используются как калиевое удобрение, как подкормка для скота и птицы, для очистки воды от загрязнений и токсикантов, для изготовления зеленой краски и для многих других целей). При поисковых работах последнего времени (Бакиров, Мезгин, 2011) прогнозные ресурсы Кызыл-Токойского месторождения предварительно оценены в 1,9 млн. т. Кроме глауконитовых песчаников, полезными ископаемыми на Кызыл-Токойском месторождении являются зеленые глины и трепелы.

Вблизи месторождения глауконита в этом же разрезе разведано крупное месторождение трепелов Шекафтар (Балыктинское), являющихся хорошим сорбентом, абразивным материалом, утеплителем. Разведанные запасы трепелов составляют 8млн.т, забалансовые запасы – 16 млн.т.

Гипсы являются весьма распространенными породами в мел-палеогеновых разрезах. Имеются все переходы от гипсоносных мелкозерноватых верхнесеноманского возраста (будалыкская свита в Алайском проливе) до упоминавшейся выше «свиты гипсов Гознау», имеющей распространение в предгорной части Южной Ферганы на границе меловых и палеогеновых отложений. Гипсы Гознау имеют мощность от нескольких метров до десятков метров. Они представляют собой массивную слабосцементированную мелкозернистую породу белого цвета. Иногда они содержат прослои доломитовых известняков. Отдельные участки распространения гипсов разведаны (месторождение Чигырчик и др.) и представляют собой ценное промышленное сырье.

Самородная сера присутствует в загипсованных глинах и гипсовых слоях в виде рассеянной вкрапленности, а в известняках и доломитах совместно с кальцитом, арагонитом и целестином заполняет трещины и пустоты, иногда образуя значительные скопления (месторождения Шорсу, Чангырташ).

Обращая внимание на высокую ценность отмеченных месторождений нерудного сырья, отметим, что изученность отложений мела и палеогена на осадочное нерудное сырье совершенно недостаточна, и при дальнейшем их исследовании возможно выявление в них новых видов минерального сырья.

Ниже мы рассмотрим ряд осадочных рудных формаций этого этапа.

Формация медистых песчаников и сланцев (K_2-E_1).

Среди красноцветных отложений мела Ферганской и Алайской впадин на различных уровнях выделяются так называемые голубые горизонты, обязанные своим цветом вторичным минералам меди. Эти слои выделяются под названием медистых песчаников и входят в протяженный меловой меденосный пояс, выделенный А.И.Поповым еще в 30-е годы прошлого столетия. Он протягивается с территории Таджикистана до Южной Джунгарии.

На территории Кыргызстана медистые песчаники установлены в двух узких зонах прибрежно-морских терригенно-карбонатных отложений мела, симметрично расположенных относительно Алайского хребта, служившего областью сноса.

Медистые песчаники изучались В.М.Поповым, М.К.Сартбаевым, В.Г.Матвиенко в 60–70-х гг. В 1988–1989 гг. при геологической съемке в Алайской долине и мульде Алайку медистые песчаники были переопробованы и уточнены параметры меденосных тел. Краткая сводка по месторождениям медистых песчаников опубликована В.Г.Матвиенко (1990).

В бассейне р. Коксу (южный склон Алайского хребта) в нижней части мелового разреза (альбские слои) среди красноцветных песчаников выделяются три выдержанных горизонта доломитовых известняков, содержащих вкрапленность и мелкие конкреции халькозина с подчиненным количеством халькопирита, борнита, галенита, пирита и малахита. В этих отложениях медистые песчаники прослеживаются от села Дараут-Коргон до руч. Корумды. Песчаники содержат корочки и примазки малахита в цементирующей массе, а также образуют псевдоморфозы по растительному детриту и костям животных. По нашим наблюдениям в одном из горизонтов «конкреции» представляют собой мелкие гальки медистых пород, снесенные в осадочную толщу из коренных золото-медных месторождений Алайского хребта.

В качестве примесей установлены свинец, серебро, цинк, кадмий, молибден, ванадий. Содержание меди в оруденелых слоях достигает 2–3%, а иногда и 10%. Отмечается корреляция содержаний серебра и свинца с содержаниями меди. Меденосные горизонты прослеживаются на сотни метров, иногда достигая 2–3 км, но оруденение в них отличается неравномерным и прерывистым распределением. Мощность рудных тел колеблется от десятков см до 7–10 м.

Меденосные горизонты отличаются высокими содержаниями урана и изучались в этом отношении специальными партиями.

В Восточной Фергане медистые песчаники встречаются во всех разрезах нижнемеловой ходжаосманской свиты (барем-апт). Наиболее мощный нижний голубой горизонт используется как маркирующий при корреляции разрезов. В междуречье Тар-Каракульджа в средней части ходжаосманской свиты, сложенной буро-красными гравелитами, песчаниками и алевропелитами, залегает горизонт голубовато-серых песчаников и голубых листовато-слоистых и листоватых глин, окраска которых обусловлена примазками малахита по границам зерен. В породах устанавливается комплекс минералов меди (халькозин, халькопирит, азурит), представленных мелкими зёрнами и стяжениями. В основании горизонта местами залегают черные аргиллиты с халькопиритом, пиритом, халькозином, арсенопиритом и серебром в виде тонких проволочек.

В пределах рудоносного горизонта меднорудные тела имеют форму залежей, линз и гнезд, а иногда и тел неправильной формы мощностью от 0,5 до 1 м и протяженностью в первые десятки метров.

На двух рудных участках Гульчинского месторождения медное оруденение представлено хризоколлой и азуритом в виде голубых плотных конкреций и стяжений в горизонтах красно-бурых глин среди отложений верхнего мела. Здесь линзообразные мелкие залежи (0,15–1,0 м на 14–84 м) при выклинивании переходят в тонкие проводники (1–2 см). В породах содержание меди составляет 0,58–2,7%.

В целом меденосные породы распространены во всех красноцветных впадинах Восточной Ферганы и Алая (мульды Алайку, Буйгинская, Алайская впадина и др.). Несмотря на широкую распространенность, из-за малых размеров рудоносных горизонтов и низких содержаний меди, после предварительного изучения и опробования большинство из них получило отрицательную оценку. По имеющимся сведениям, наиболее представительным является месторождение Кызыл-Ункур в Алайской долине, характеризующееся содержанием меди до 10% и высоким содержанием серебра.

Анализ условий накопления медистых песчаников показывает, что при наличии коренных источников меди в областях сноса продуктивные породы накапливаются в мелководной зоне бассейна шириной до 150–200 км (Справочное пособие ..., 1990)

Исходя из этого, можно достаточно уверенно предполагать, что источником сноса для медистых песчаников как южного, так и северного склона Алайского хребта являлись золото-медные месторождения и проявления скарного типа, связанные с Кичик-Алайским гранитоидным интрузивным комплексом. Одновременно можно прогнозировать нахождение медистых песчаников в мел-палеогеновых отложениях южных склонов Чаткальского хребта, образованных при эрозии медно-золотых месторождений Алабукинской группы, золото-медного месторождения Бозымчак, а также в других районах с подобными источниками питания.

Сероносная целестиновая терригенно-карбонатная рудная формация

Источником стронция для целестиновых месторождений являются коры выветривания, где он накапливается при разложении полевых шпатов и слюд. Благоприятными предпосылками для накопления целестина являются полузамкнутый, лагунный характер бассейнов, приводящий к накоплению пестроцветных толщ в условиях аридизации климата. Благодаря этому целестин обнаруживает связь с месторождениями барита и гипса, накапливаясь обычно несколько ранее гипса.

По характеру связи целестина с вмещающими породами выделяются седиментационно-диагенетические и эпигенетические месторождения.

Первоначально стронций осаждается в виде сульфата из вод осолоняющихся бассейнов и содержится обычно вместе с флюоритом в карбонатных породах, находящихся в ассоциации с гипсами и ангидритами. При диагенезе происходит некоторое перераспределение стронция, сопровождающееся укрупнением зерен целестина. Содержание целестина в обогащенных участках пород достигает 6%.

Основной формой минерализации являются конкреции целестина, чаще всего встречающиеся в пестроцветных тонко переслаивающихся глинах и алевролитах гипсоносных разрезов. Конкреции залегают в виде параллельных цепочек, которые иногда сливаются в единый прослой. Цепочки конкреций прослеживаются на сотни метров. Конкреции имеют размеры от 2–3 до 20–30 см и сложены белым или голубоватым кристаллическим целестином.

Целестиновые скопления установлены в различных частях разрезов континентально-морских отложений мела и палеогена:

- Турпакбель, Ганжак, Карабак, Исфаранское, Шураб, Джидда-Булак – в широком диапазоне верхнего мела,
- Сох, Кан – в песчаниках «пестроцветной свиты» (верхний мел),
- Сузак, Чангырташ, Ачисай, Шурабашат, Зергер – в глинах надродиолитового горизонта (верхний мел),
- целестиновые проявления установлены в бухарских и сузакских слоях палеогена, а также в доломитах среди гипсов Гознау (палеоцен).

В этих отложениях установлено от 1–2 до 15 горизонтов с желваками и конкрециями целестина. Содержание его достигает 10–12%, сопутствующий барит составляет от 20 до 30% породы.

Крупными месторождениями осадочно-дигенетического типа являются Сузакское и группа Исфаринских месторождений, часть которых находится на территории Таджикистана (Лякан, Исфаринское), а часть непосредственно на границе Таджикистана и Кыргызской Республики (Ганжак, Карабак).

Ганжакское месторождение является одним из наиболее крупных месторождений целестина. Оно приурочено к «пестроцветной свите» верхнего мела. Целестиновые тела залегают в средней части свиты и тяготеют к глинистым прослоям, в кровле и подошве которых они имеют вид цепочек, а иногда и сросшихся целестиновых конкреций, облекаемых общей целестиновой оболочкой. Мощность целестинового горизонта колеблется от 1,5 до 6 м.

Разведочными работами рудоносный горизонт прослежен по простиранию на 4 км, а по падению до глубины 450 м. Подсчитанные запасы целестина превышают 1 млн. т.

К эпигенетическим образованиям относятся жеоды, выполненные целестином, и его прожилки в доломитах, мергелях и гипсах. К образованиям этого типа относится месторождение Лякан (в приграничной зоне Таджикистана), залегающее в доломитовых известняках нижнего мела. Оруденение представлено крутопадающими жильными телами мощностью 0,2–1,6 м и протяженностью от 2 до 30 м, целестин также образует корки и натёки в карстовых пещерах, вмещающих доломитизированные известняки.

Содержание целестина в рудах составляют 40–70%, в натечных разностях – 70–90%. Среднее содержание окисла стронция в рудах составляет около 30%. Целестин в жилах преимущественно мелко- и скрытокристаллический.

На проявлениях стронция Риштан и Шорсу целестин заполняет трещины в известняках и присутствует в халцедоновых желваках. На серном месторождении Шорсу он вместе с серой, кальцитом и арагонитом заполняет пустоты и трещины в доломитах, составляя 1,5–2,5% породы.

В сузакских слоях Чангырташа, в прожилках и жилах кристаллической серы мощностью до 20 см, содержится до 11% целестина.

Являясь основным источником стронция (более 90% мировых запасов), осадочные месторождения стронция имеют важное экономическое значение.

Формация металлоносных горючих сланцев (J_1, E_2)

В мезокайнозойских отложениях установлено два возрастных уровня образования горючих сланцев – юрский и палеогеновый.

Юрские горючие сланцы органически входят в комплекс пород угольных месторождений. Они встречаются в составе сложных угольных пластов на месторождениях Маркай и Карагаша (Узгенский каменноугольный бассейн).

Угли и горючие сланцы Карагаша приурочены к верхней части туюкской свиты (лейас), где выделяются четыре группы пластов. Горючие сланцы встречаются внутри пачек гумусовых углей в средней группе пластов (VI, VII, VIII), а также в верхней группе пластов (VII, VIII, IX, X). Горючие сланцы содержат А – 46–56%, V – 45–65%, S – 0,4–0,5%, C – 82–83 %, H – 5,6–5,75. Их теплотворная способность колеблется от 3200 до 3800 ккал. По своим свойствам сланцы IV пласта могут использоваться как топливо, а так же, как сырье для получения моторного топлива (здесь А – зола на сухое вещество, V – содержание летучих на горючую массу, S – сера общая, C – содержание углерода на горючую массу, H – содержание водорода на горючую массу).

Запасы горючих сланцев месторождения Карагаша определены в 64 млн. т. В том числе подсчитанные – 21 млн. т., вероятные – 43 млн.

На участке Маркай месторождения Кок-Янгак аналогичные горючие сланцы имеют мощность 11 м и могут представлять промышленный интерес.

Второй уровень горючих сланцев фиксируется в известняках эоцена в ряде районов Северной и Восточной Ферганы (Шакафтар, Майлису, Тар). Горючие сланцы и вмещающие их устричные горизонты, кроме углеводов, содержат комплекс элементов – V, Se, TR, P3Э, – придающий им промышленное значение. Известные урановые месторождения, локализованные в этих отложениях, к настоящему времени отработаны.

Кроме углей и горючих сланцев с отложениями мела и палеогена, связан ряд месторождений нефти и газа, локализованных вдоль границ Кыргызстана с Узбекистаном и Таджикистаном.

Благоприятным для нефтегазоаккумуляции было широкое развитие фауны и флоры в прибрежной полосе мелководных морских и лагунных водоемов мелового и палеогенового времени, а также формирование пластов-коллекторов и пластов-покрышек над продуктивными отложениями.

К меловым отложениям приурочено четыре нефтегазовых месторождения и три месторождения газа, не сопровождающихся нефтью. Основное количество известных месторождений нефти (12) и газа (7) локализовано в палеогеновых отложениях в пластах III, IV, V, VI, VIII, IX так называемого геоэлектрического разреза. Часть месторождений нефти и газа локализована в юре, причем газовые месторождения здесь преобладают над нефтяными.

Общие запасы нефти и газа в Кыргызской Республике оцениваются соответственно в 13 млн. т и 6,4 млрд. куб. м, что, по экспертным оценкам, составляет около 20% запасов нефти и газа всей Ферганской впадины.

По оценке, приводимой в сводном обзоре Э. Базарбаева (1993 г.), четыре из известных 14 нефтегазовых полей истощены, а пять других близки к истощению. Наиболее крупные эксплуатирующиеся в настоящее время месторождения Майлису и Избаскент расположены в северо-восточной Фергане. В настоящее время рядом частных фирм в обрамлении Ферганской впадины на территории Кыргызстана ведутся поиски месторождений нефти и газа.

По геологии нефти и газа Кыргызстана как самостоятельной области полезных ископаемых имеется огромное количество материалов, рассмотрение и оценка которых не входит в наши задачи. Здесь мы вынуждены ограничиться приведенными сведениями для того, чтобы показать общий спектр полезных ископаемых мезозойско-кайнозойских отложений.

Формация глауконитовых песчаников, трепелов и глин ($E_{1,2}$)

В последние годы (2008–2013) в южных предгорьях Чаткальского хребта (Ала-Букинский и Чаткальский районы Джалал-Абадской области) А.Б.Бакировым и И.А.Мезгиным изучено и разведано обнаруженное в 1954 г. Л.И.Турбиным, но до сих пор совершенно не изученное месторождение глауконитовых песчаников и трепелов Кызыл-Токой. В палеогеновом разрезе закартирован горизонт глауконитовых песчаников мощностью 2–3 м и протяженностью до 12–13 км, а также впервые обнаружены в районе месторождения трепеловидные породы и трепелы. Общие запасы глауконитовых песчаников составляют 1,3 млн. т. Вместе с вмещающими зелеными монтмориллонитовыми глинами и трепелами они представляют собой экологически чистые природные калийные удобрения, а глауконит, как установлено в ходе опытов, является также эффективной подкормкой для крупного и мелкого рогатого скота.

4.3.3. Минерагения магматических пород мезозойско-кайнозойского платформенного этапа

В связи с базальтоидами этой группы пород выделяется циркониеносная базальтоидная рудная формация (E_2). Базальты, содержащие цирконы ювелирного качества, установлены вблизи устья реки М.Нарын, у устья руч. Баш-Нура и у перевала Долон. На последнем участке в покрове базальтов установлены вкрапленники циркона, реже – адуляра и голубого сапфира. Кристаллики циркона размером до 2–3 мм бесцветные или окрашены в желтый цвет. Здесь же в аллювии был найден обломок кристалла циркона весом в 3 карата (0,7 г). Вниз от перевала Долон по р.Он-Арча предполагается наличие россыпи ювелирного циркона с прогнозными запасами около 100 кг (Аккерманцев, экспедиция № 120 треста «Средазамоцветы»).

Другие проявления базальтов на наличие ювелирных камней не изучались, хотя нахождение их в других районах не исключается. Базальты пригодны также для получения каменного литья и минеральной ваты и с этой целью эксплуатируются на участке Кок-Мойнок в Боомском ущелье.

В этом же отношении изучены базальты участка Акджол в бассейне р.Карасу- Западная и признаны пригодными для промышленного использования.

Щелочные базальтоиды на территории Кыргызстана в отношении полезных ископаемых изучены очень слабо. Однако, по имеющимся геологическим материалам (петрохимическая близость к породам лампроитового типа и структурное их проявление в виде даек и трубок взрыва), они являются потенциально алмазоносными. Как известно, с лампроитами связаны находки алмазов на территории Узбекистана (Юсупов, 1993). В Кошмансайском дайковом поле в низовьях р.Чаткал, находящемся в непосредственной близости к границе с Кыргызстаном, лампроиты образуют наиболее позднюю группу даек, накладывающуюся на дайки позднепермских Чалмансайского и Акшамского комплексов. Из лампроитов выделены каплевидные алмазы серовато-белого цвета, достигающие крупности 1,5–2 мм.

Перспективы выявления подобных алмазоносных лампроитов имеются на нашей территории в Чаткальском регионе, где в Найзинском, Терском и Босбокчуйском дайковых полях, непосредственно примыкающих к Кошмансайскому полю, распространены дайки аналогичного состава.

В щелочных габброидах и породах трубок взрыва Туркестано-Алая, описанных выше, алмазоносности пока не установлено, однако петрохимическая близость их к породам лампроитового типа позволяет нам выделить в связи с ними условно алмазоносную щелочно-мафит-ультрамафитовую рудную формацию.

Кроме возможной алмазоносности описанных выше трубок взрыва, они представляют практический интерес, так как с ними связаны находки камнесамоцветного сырья – хризолита, хромдиоксида, благородного корунда.

4.4. МИНЕРАГЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ЭТАПА (ВНУТРИПЛИТНОГО СЖАТИЯ) (И.А. МЕЗГИН)

4.4.2. Минерагения ранней стадии орогенного этапа

С отложениями этого этапа связаны три резко различные группы полезных ископаемых:

1. Группа свинцово-цинковых месторождений гидротермального типа, возможно обязанная своим происхождением повышенному тепловому потоку, фиксируемому для Центрального Тянь-Шаня.
2. Группа осадочных хлоридно-сульфатных месторождений в озерных отложениях межгорных впадин.
3. Россыпные месторождения золота, платиноидов и палиминеральные россыпи изменчивого состава аллювиального, пролювиального и озерного генетических типов.

Месторождения этого этапа группируются в ряд рудных комплексов и самостоятельных рудных формаций.

Полиметаллическая барит-галенитовая рудная формация (E_3-N_1)

Она представлена группой месторождений в хр.Ак-Шийрак и горах Кызылкыр (по правому берегу р.Нарын).

Свинцовые месторождения этой группы детально изучены А.А.Луйком (1960). Наиболее крупные из них – Кульджабашат, Чункей, Беркутуя и Кызылкыр. Рудные тела месторождений локализируются

на контакте известняков верхнего турне и залегающих на них в виде останцов кирпично-красных конгломератах «киргизской свиты» (олигоцен-миоцен). Положение рудоносной зоны в целом и отдельных месторождений контролируется двумя субширотными взбросами, между которыми в приоткрывавшихся трещинах северо-западного простирания локализируются рудные тела.

На месторождении Кульджабашат в палеозойских доломитовых известняках нижнего этажа оруденение имеет вид штокверков, состоящих из тонких прожилков галенита (от 1–2 до 5 мм). С нижнего этажа известняков на верхний этаж конгломератов рудные тела прослеживаются без разрывов и смещений.

На верхнем этаже рудные тела имеют форму простых жил северо-западного простирания, иногда сближенных и параллельных. Главная жила имеет мощность 0,18–0,62 м и протяженность до 40 м, ограничиваясь по восстанию лишь размерами останца конгломератов. На границе этажей встречаются карманы и гнезда свинца до 1 м в поперечнике.

Среднее содержание свинца на месторождении – 8,7%, цинка – 0,4%, меди – 6%, серебра – 1% (10 кг/т).

На месторождении Чункей, кроме рудных жил, прожилков и гнезд, в известняках встречаются брекчиевые типы руд, а также экзотические кокардовые руды, сформированные в карстовых полостях, заполненных гальками кайнозойских конгломератов. Кокардовые руды образованы концентрическими слоями барита и галенита, обрастающими обломками известняков и гальки конгломератов, а иногда и рудными обломками.

Свинцовые месторождения Акшийракской группы не имеют большого значения, однако сам факт формирования на нашей территории гидротермального оруденения в ходе новейшего этапа геологической истории представляет собой несомненный интерес для дальнейших поисков.

В связи с этим следует упомянуть, что на территории Южного Синьцзяна (у районного центра Ики-Чат) китайскими геологами разведывается стратиформное свинцовое месторождение Вулаген, залегающее в основании палеогеновых отложений на границе с красноцветами мела. Оруденение приурочено к горизонту кремневых гравелитов, мелкая галька в которых сцементирована галенитом. Рудное тело мощностью около 10 м прослежено по простиранию и на глубину на расстояние до 1 километра при содержаниях галенита до 15%.

Соленосный пестроцветный терригенно-глинистый СВК (N₁₋₂)

Соленосные отложения внутренних водоемов Тянь-Шаня тяготеют к середине разреза плиоценовых желтых, бурых, коричневых и зеленоватых глин, переслаивающихся со слюдистыми песчаниками и коричневыми мергелями. Засоленность устанавливается также в низах и верхах разреза.

Как отмечают И.Г.Дружинин и др. (1970), среди третичных отложений Тянь-Шаня выделяются три типа соленосных отложений:

1. Собственно, соленосные глинистые отложения, содержащие преимущественно глауберит при подчиненном количестве галита (Чуйская, Кочкорская, Джумгальская и Нарынская впадины).

2. Собственно, гипсоносные породы, в которых соленосные глауберит, галит) и соленосно-глинистые отложения чередуются с пластами гипса, ангидрита, гипсоносных и мергелистых глин (Чуйская, Джумгальская, Нарынская, Кетмень-Тюбинская и Ферганская впадины).

3. Гипсоносно-глинистые породы (глинисто-мергелистые отложения, содержащие рассеянную вкрапленность гипса), в которых встречаются линзы галита или глауберита.

Все типы отложений связаны друг с другом постепенными переходами.

Соленосные отложения Тянь-Шаня с геологических позиций изучались группой геологов (Д.В.Наливкин, Б.А.Петрушевский, С.С.Шульц и др., а также сотрудниками ИГ АН Киргизской ССР – В.М.Поповым, В.Н.Щербиной, А.Х.Ибрагимовым, О.К.Чедия, К.С.Абдрахматовым и др.).

Часть соляных месторождений разведывалась геологическими партиями Управления геологии Киргизской ССР с подсчетами запасов по отдельным участкам месторождений (Б.Е.Дмитрук, З.Е.Каширина). Лучше других изучены месторождения Кетмень-Тюбинское, Кичик-Куль, Серафимовское (Джельды-Су) (табл. 4.6).

Кетмень-Тюбинское месторождение приурочено к антиклинальной складке гряды Шамшакал, расположенной на северном берегу Токтогульского водохранилища в 4–6 км от г.Токтогул. Здесь, в ядерной части складки среди неогеновых песчаников, мергелей и глин общей розовато-серой окраски, залегает шесть соленосных горизонтов, содержащих 2–3 и более пластов и линз поваренной соли с

Таблица 4.6. Химический состав соляных месторождений Кыргызстана
(по данным И.Г.Дружинина и др., 1970)

| Месторождения | К-во анали-зов | Среднее содержание, вес % | | | | | Сумма |
|------------------------------|----------------|---------------------------|---|------------------------|-------------------|-----------------------|-------------|
| | | NaCl галит | Na ₂ SO ₄ тенар-дит | CaSO ₄ гипс | MgSO ₄ | Нерастворимый остаток | |
| Кетмень-Тюбинское (Шамшакал) | 16 11 | 94,24 96,68 | 1,55 0,73 | 2,3 1,4 | 0,28 0,1 | 1,62 0,84 | 99,99 99,75 |
| Тунук-Туз (у Казармана) | 1 | 99,64 | 0,03 | 0,22 | 0,02 | 0,09 | |
| Куказык (Алайская долина) | 18 | 73,50 | - | 7,67 | | 15,45 | 96,62* |
| Кочкорское | | | | | | | |
| - из пласта тенардита | 3 | 5,42 | 90,68 | 1,91 | 0,2 | 1,78 | 99,99 |
| - из пласта мирабилита | 16 | 2,75 | 33,66 | 6,5 | 0,64 | 56,14 | 99,69 |
| - из соляного пласта | 4 | 48,86 | 13,43 | 5,75 | 0,86 | 31,32 | 100,2 |
| Джелдысу (Серафимовское): | | | | | | | |
| -соляный пласт в штольне | 1 | 94,08 | - | 0,44 | 0,08 | 5,4 | 100,0 |
| -соляный пласт в скважине | 1 | 20,56 | 28,22 | 5,10 | 0,10 | 46,0 | 99,98 |
| Кичик-Куль (Кокомерен) | 19 | 0,17 | 18,37 | 4,3 | 0,81 | 53,58 | 77,23** |

* остальное – примеси CaCl, MgCl и влага

** остальное (22,13%) – влага

прослойками мергелистых глин и песчано-глинистых пород. Среди пластов каменной соли встречаются пропластки, небольшие штоки и линзы сульфатов (тенардита, глауберита, астраханита).

Верхний соленосный горизонт имеет общую мощность 200–250 м и содержит до 13 соляных пластов, мощность которых колеблется от 1,2–1,3 до 7,8–8,4 м. Соляные пласты расположены в разрезе в 5–30 м друг от друга.

Этот горизонт при детальной разведке был вскрыт канавами через 200–500 м и опробован технологически. Содержания поваренной соли колеблются от 86 до 98%. Примеси сульфатных солей и глинистого нерастворимого остатка составляют 1,5–2% и 0,8–1,6%.

Запасы месторождения до глубины 250 м оцениваются в сотни миллионов тонн.

Месторождение Тунук-Туз расположено на левом берегу р.Нарын в 40 км ниже устья р.Ала-Буги (18 км от г.Казармана). На подмытом рекой берегу, среди желтоватых мергелистых загипсованных глин на протяжении 0,5 км обнажается 7 пластов чистого галита (содержание галита – 99,64 %, сульфатов натрия, магния и кальция – 0,27%). Мощность одного из пластов составляет 3,3 м.

Кичик-Куль является образцом чисто сульфатного месторождения. Оно расположено в 3 км от устья одноименного ручья – левого притока реки Кокомерен. Пласты солей приурочены к основанию мергельно-глинистой толщи миоцена (N₁), залегающей на кирпично-красных отложениях коктурпакской свиты (E₁₋₂). Отложения смяты в складку широтного простирания, в ядре которой вскрываются граниты ордовикского возраста.

Соленосный горизонт сложен глинами с кристаллами глауберита и в нижней части включает линзовидную залежь сплошного кристаллически-зернистого глауберита мощностью от 35 до 85 м. Канавами и скважинами пласт вскрыт на площади 1 км x 0,3 км. По простиранию залежь не оконтурена.

Месторождение со средним содержанием глауберита 18,37% характеризуется низким содержанием солевых примесей (около 5%) и высоким количеством глинистого остатка (54%).

Запасы глауберита в пересчете на безводный сульфат натрия в пределах опробованной части залежи составляют 16 млн. т. (З.Е.Каширина).

Большие перспективы в отношении солей рассматриваемой группы имеет Ала-Буга-Нарынская впадина, где выцветы солей в отложениях соленосной неогеновой толщи прослеживаются на десятки километров.

Состав и технологические свойства солей изучались в лаборатории Института неорганической химии НАН Кыргызской Республики под руководством И.Г.Дружинина. В его заключительной сводной работе (1970) рассматриваются вопросы получения различных солей из природного сырья, методы их очистки и предложены конкретные технологические схемы получения конечных продуктов. На

основе этих разработок делается вывод о наличии в Кыргызстане сырьевой базы для развития на базе природных солей мощной химической промышленности.

4.4.2. Минерогения поздней стадии орогенного этапа (N_2-Q_1)

С грубыми молассами плиоцен-древнечетвертичного возраста и четвертичными отложениями связан целый комплекс аллювиально-пролювиальных золотых и поликомпонентных россыпей

Формация золотоносных конгломератов подгорных пролювиальных шлейфов (конусов выноса) (N_2-Q_1).

Конгломераты подгорных пролювиальных конусов выноса Чаткальской, Шарпылдакской, Сохской, Андижанской «свит» благодаря постоянному прогибанию межгорных впадин достигают большой мощности. В их разрезах чередуются аллювиально-пролювиальные валунно-галечные конгломераты, гравийные конгломераты и брекчии селевых потоков. Все породы сцементированы в различной степени плотным карбонатно-глинистым цементом.

Золотоносность конгломератов этого типа определяется наличием коренных источников золота в бассейнах рек, стекавших в межгорные впадины, а также продолжительным опусканием впадин относительно хребтов. Благодаря этому в конгломератах конусов выноса в отдельных районах Кыргызстана были сформированы сложные (многослойные) россыпи золота, характеризующиеся относительно низкими содержаниями золота, но имеющие площадное распространение (до 15-20 кв. км). Брекчии селевых потоков в этих разрезах практически не золотоносны.

Средние содержания золота в пластах составляют от 20–50 мг/куб. м до 80–100 мг/куб. м, достигая в отдельных обогащенных струях 1–2 г/куб. м. и более.

Наиболее изученные россыпи этого генетического типа в междуречье Куру-Тегерек и Сулу-Тегерек в Чаткальском районе имеют в разрезе до 10–15 горизонтов и линз золотоносных конгломератов мощностью от 2–3 до 10–15 м. На значительных участках конгломераты интенсивно обрабатывались в древности, что указывает на их высокую золотоносность (рис. 4.1).

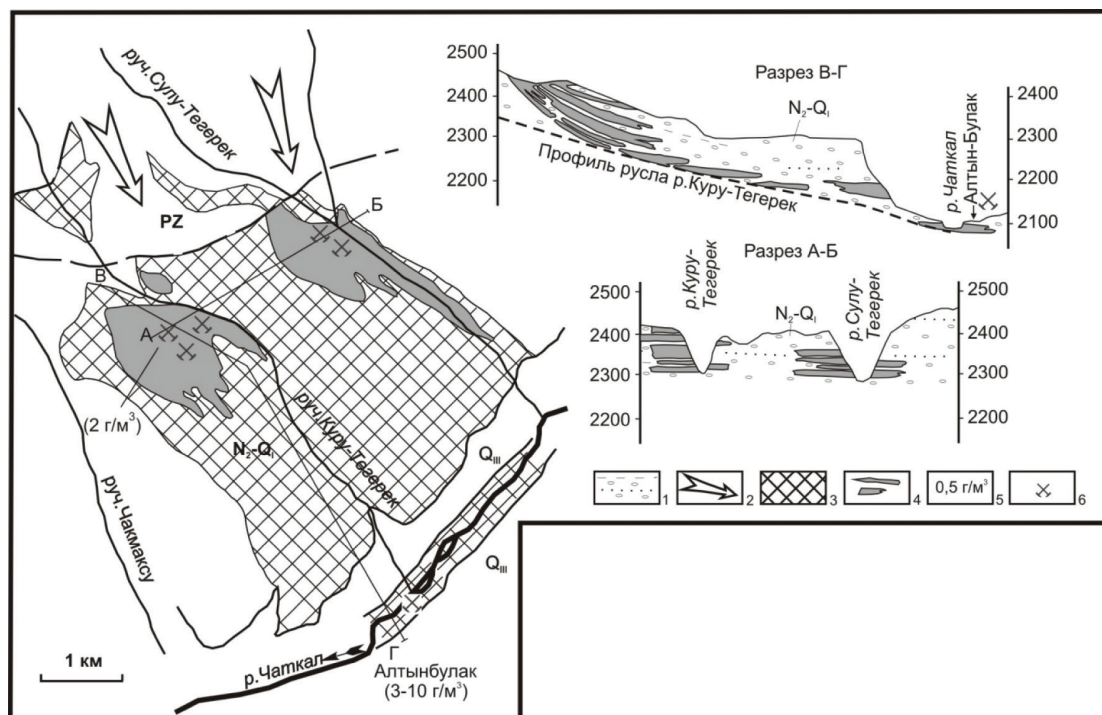


Рис. 4.1. Характер распространения кластогенного золота в плиоцен-древнечетвертичных конгломератах междуречья Курутегерек-Сулутегерек. 1 – пролювиальные отложения (конгломераты, конглобрекчии, гравелиты, прослои и линзы песчаников); 2 – направление сноса золота; 3 – распространение золотоносных конгломератов; 4 – золотоносные горизонты, затронутые древними разработками; 5 – содержание золота; 6 – участки наиболее интенсивных древних разработок

В настоящее время один из участков потоковой фации этих пролювиальных конгломератов, Алтынбулак, обрабатывается жителями села Чакмасу (Куру-Тегерекский узел россыпей). Содержания

золота в валунно-галечных конгломератах этого участка достигают 10–15 г/куб. м (Мезгин, Меньшиков, 2002). По подсчету самих старателей за 5–6 лет (1997–2002) с этого участка ими добыто более 20 кг золота.

Кроме несомненного самостоятельного значения в качестве золотоносных объектов, конгломераты являются промежуточным коллектором золота для более молодых четвертичных россыпей. Меньшими масштабами характеризуются конгломераты конуса выноса руч. Чанач-Северный по левому борту р.Чаткал.

Подобные конгломераты установлены также в Сусамырской долине в междуречье левых притоков Токойлу и Кара-Булак, где они также подверглись интенсивной разработке в древности.

Перспективы золотоносных конгломератов подгорных пролювиальных шлейфов усиливаются имеющимися сведениями о золотоносности подобных пород в Сарыджазском, Таласском, Аксайском и других золотороссыпных районах Тянь-Шаня, где они практически не изучены до настоящего времени.

Формация аллювиальных золотоносных россыпей ($Q_{II}-Q_{IV}$)

Россыпи этого типа локализируются в аллювии террас разного уровня, а также в аллювии современных русел. Речные отложения представлены валунно-галечниками и гравийно-галечниками с линзами гравийников и песков. Породы рыхлые и легко поддаются промывке. Исключение представляет долина р.Чандалаш в приустьевой части (Чаткальский рудно-россыпной район), где в рыхлом аллювии присутствуют линзы конгломератов на крепком карбонатном цементе мощностью до 3–5 м.

Четвертичные аллювиальные россыпи известны к настоящему времени во всех районах Кыргызского Тянь-Шаня. Они представлены практически всеми типами аллювиальных россыпей. Наиболее изучены и разведаны аллювиальные долинные россыпи с их террасовым морфологическим подтипом.

Россыпи этого типа относятся по запасам к россыпям мелкого и среднего класса с запасами в десятки и первые сотни килограммов. Среднее содержание золота в россыпях находится в пределах 200–400 мг/м³, иногда до 500–600 мг/м³, а на отдельных участках достигает 30 г/м³. Четвертичные россыпи относятся к группе мелкозалегающих россыпей, в которых выделяются «торфа» и «пески» (как те, так и другие имеют мощность от 1–2 до 8–10 м), что позволяет вести раздельную добычу золота.

Золото в россыпях в среднем представлено мелким и средним классом (до 2 мм). Пробность золота варьирует в пределах от 600–700 до 950–970 ед.

Распределение россыпей в различных районах определяется масштабами и формационным типом коренных источников. По степени убывания россыпеобразующей способности коренные источники располагаются в традиционный ряд: золото-кварцевые, золото-силикатные (золото-медно-скарновые), кварц-золото-сульфидные, месторождения минерализованных зон.

Наиболее крупные россыпи находятся в Чаткальском районе (Курутегерек – 643 кг, Сулутегерек – 450 кг, Каратюбе-Бузук – 2200 кг, Баймак – 700 кг), в Присонкулье (Караункур – около 700 кг), Ат-Башинском районе (Балыкты – 320 кг).

Оценка золотороссыпных районов с учетом основных факторов россыпеобразования производилась неоднократно, однако в связи с открытием ряда новых коренных источников золота в Кеминском, Таласском, Туркестано-Алайском районах требуется не только переоценка перспектив этих районов, но и постановка поисковых и исследовательских работ в этом направлении.

С 90-х годов прошлого века во многих районах республики ведется разработка россыпей золота частными фирмами, а также индивидуальными старателями. Однако из-за отсутствия контроля за этими работами и учета золотодобычи количество золота, добытого за этот период, не поддается оценке.

Формация озерных полиминеральных россыпей (Q_{I-IV})

Россыпи этой формации известны в Иссык-Кульской впадине, где распространены озерные отложения в террасах различных уровней (Q_{I-IV}) и современные озерные глины и пески. В их составе присутствует комплекс гипергенно-устойчивых акцессорных минералов – магнетит, ильменит, циркон, монацит, рутил и золото. Эти минералы концентрируются в озерных песчано-гравийных отложениях и пляжевых песках, местами достигая значительных концентраций. Известны мелкие россыпи этого типа по северному побережью оз. Иссык-Куль – Магнетитовая и др. На отдельных участках пляжевых песков южного берега устанавливаются содержания россыпного золота, близкие к промышленным, в комплексе с магнетитом, ильменитом и другими минералами.

Данные о количественных параметрах продуктивных горизонтов и содержаниях полезных компонентов отсутствуют, что не позволяет дать этим россыпям надежную оценку. Однако значение россыпей этой группы снижается тем, что они находятся в курортной зоне Иссык-Куля и разработка их крайне нежелательна с экологической точки зрения.

Формация комплексных аллювиальных россыпей (Q_{II-IV})

Эта формация представлена рядом мелких россыпей различного состава, в которых главным компонентом является россыпное золото, а его спутниками могут быть минералы группы платины (Pt, Ir, Os), олова или вольфрама, в зависимости от состава коренных месторождений различных районов.

Комплексные золото-платиноидные россыпи известны в Атбашинском районе в верховьях реки Атбаша, где источником золота являются кварцевые жилы, а платиноидов – ультраосновные породы.

К примеру, в россыпи Балыкты, характеризующейся высокой крупностью золота, присутствует платина и осмистый иридий. Количество платиноидов по опыту старательских работ 30–40-х годов прошлого века составляет 1:20 по отношению к количеству золота. При запасах россыпи по золоту, оцениваемых в 320 кг, запасы осмистого иридия в этой россыпи могут составить 16 кг. В группу Атбашинских россыпей, кроме упомянутой россыпи Балыкты, входят плохо изученные россыпи Улан, Уюрме, Джалджир. Имеются перспективы обнаружения золото-платиновых россыпей в Караарчинском грабене (Таласский район) и в бассейне р.Карасу-Западная (Чаткальский район).

К россыпям этой формации относятся также мелкие золото-вольфрамовые россыпи (Кумбельская и Кумторская группы россыпей). Вольфрам в россыпях этих районов представлен шеелитом, количество которого составляет до 30–40% тяжелой фракции шлиха. При недавней старательской разработке россыпей этой группы – Кумбельсу, Джилису, Сарыджель – шеелит не извлекался, так как не был учтен при подсчете запасов.

Золото-касситеритовые россыпи известны в Сары-Джазском районе (Ат-Джайляу) и в Чаткальском районе (Тилляберды). В связи с мелкими масштабами этих россыпей они не имеют практического значения.

В отдельных неопубликованных геологических работах упоминается о возможных россыпях циркона, ювелирных гранатов, рубина на нашей территории, однако конкретных данных о существовании концентраций ювелирных камней в них не приводится.

4.5. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ТЯНЬ-ШАНЯ

В последние десятилетия, кроме традиционных геологических и геофизических исследований, появились новые методы изучения глубин земли. Получили развитие сейсмические томографии верхней мантии Тянь-Шаня, а также с помощью программы американского профессора С. Рёкера – и земной коры. Проведен большой объём работ по магнитотеллурическим и магнитовариационным зондированиям восточной части Тянь-Шаня, сделано обобщение результатов исследований по геотермии. С учётом результатов ранее осуществленных гравиметрических и магнитометрических исследований проведена также и геологическая интерпретация геофизических данных по региону (Бакиров и др., 1996; Бакиров, 2005). Проведены значительные исследования современных движений земной коры региона с помощью наземных инструментальных измерений (Абдрахматов, Цурков, 1991) и спутниковой геодезии.

Строение верхней мантии и земной коры по сейсмическим и магнитотеллурическим данным. Первичный материал по сейсмической томографии верхней мантии от глубин 50 км от поверхности по срезам через каждые 50 км до глубин 250 км приведён ранее (Саипбекова А. М., 1986, 1991; Bakirov et.al., 1997). Он показал, что под Сырдарьинским (Туранским), Центрально-Казахстанским и Ферганским блоками *верхняя мантия* сложена массами с высокой скоростью (8,3–8,7 км/с) прохождения продольных сейсмических волн. На глубине они соединяются между собой узкими перешейками, и их можно объединить в одно северное Центрально-Казахстанское семейство. Такими же высокоскоростными массами сложено основание Таримского блока. По-видимому, совместно с Афганским блоком он образует южное семейство. Эти блоки разделены друг от друга относительно узкими дайкообразными зонами, в которых скорости сейсмических волн сравнительно низкие (7,7–8,2 км/с). Высокоскоростные тела, по-видимому, сложены наиболее плотными холодными, а разделяющие их низкоскоростные – более нагретыми, менее плотными веществами. Последнее хорошо согласуется с дефицитом массы,

который установлен гравитационным полем, рассчитанным с учётом «снятия» влияния земной коры. По физическим свойствам разуплотнённые массы сходны с веществом астеносферы и на глубине они сливаются со слоем Гутенберга (рис. 4.2), природа которого обычно объясняется частичным плавлением вещества. По данным геофизиков, нижняя поверхность этого слоя, отвечающая «несогласию» на глубине 400 км, под Тянь-Шанем приподнята относительно соседних регионов не менее чем на 20 км (Chen et al., 1997).

Таким образом, в пределах Центральной Азии нет сплошной единой литосферной плиты. Евразийская плита здесь разбита на ряд блоков. Горные сооружения и межгорные впадины Тянь-Шаня расположены как раз над низкоскоростными, разуплотненными, более нагретыми и менее прочными зонами («клинья») верхней мантии и вытянуты согласно их простираению. Е. Н. Нусипов с соавторами показали, что под Тянь-Шанем имеется разуплотненная мантия до глубин более 500 км (рис. 4.2.) (Нусипов и др., 2006) и даже более 600 км (Roecker, 2008) и в целом подтверждают вышеприведенный материал А. М. Саипбековой.

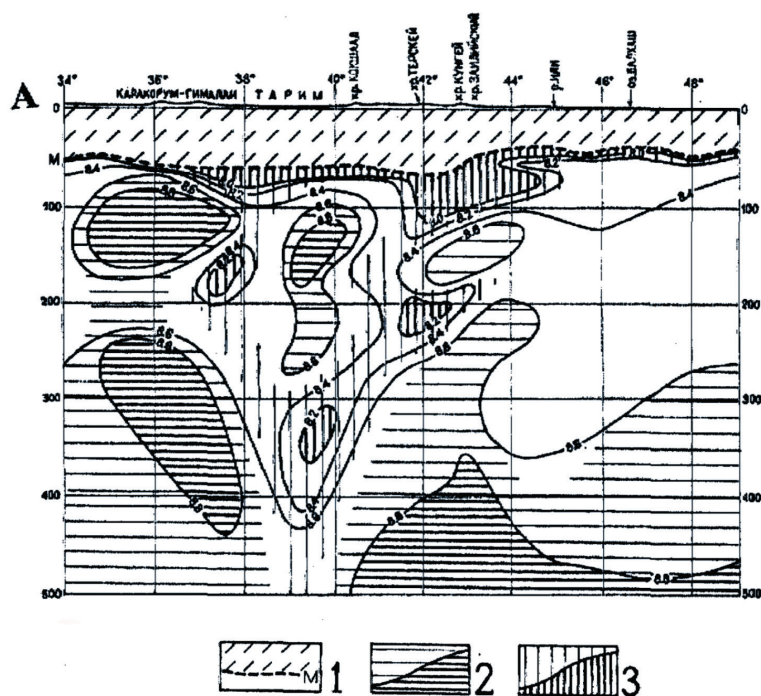


Рис. 4.2. Скоростная структура верхней мантии по субмеридиональному разрезу через восточный сектор Тянь-Шаня (Нусипов, Шацкилов, Тимуш, 2006).

1 – земная кора и её подошва (М); 2,3 – зоны с отклонениями значений V_p относительно нормальной мантии: 2 – anomalно (густая штриховка) и умеренно (редкая штриховка) повышенных, 3 – то же, пониженных.

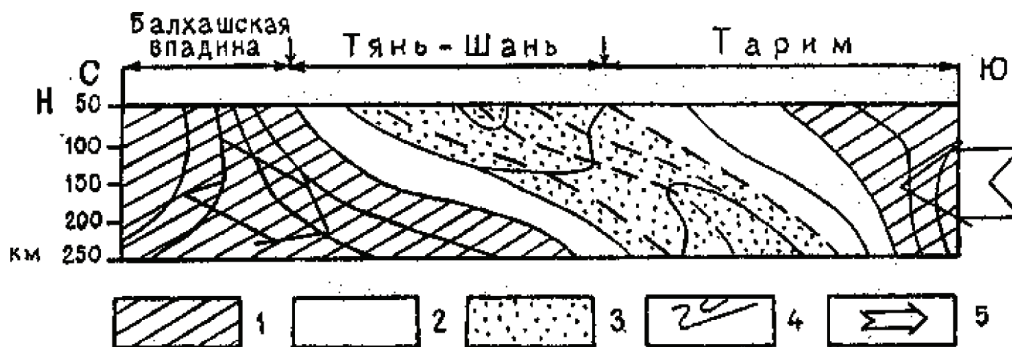


Рис. 4.3. Схема строения верхов мантии под Тянь-Шанем и прилегающими регионами по профилю Балхаш – Кашгар (по сейсмотомографическим данным).

Особенности вещества верхней мантии по V_p (качественные): 1 – высокоскоростные, 2 – переходные и 3 – низкоскоростные массы. 4 – границы более детальных подразделений. 5- направления литосферных блоков.

Данные Л. Н. Винник с соавторами показывают, что внутреннее строение описаны как узкие полосы («клиньев») нагретых разуплотненных масс, так и рупные блоки холодных плотных масс являются неоднородными. Внутри первых присутствуют более мелкие блоки холодных масс, и внутри вторых – полосы нагретых (Винник, Косарев, Орешин, 2006; Сабитова и др. 2006). Анализ этих данных показывает, что под Тянь-Шанем на меридиане оз. Иссык-Куля можно выделить полосу более нагретых масс, которая имеет относительно пологое падение на юг (рис.4.3).

Земная кора Тянь-Шаня обладает повышенной мощностью: 50 км на севере и до 75 км на юге. В её строении сейсмотомографическими исследованиями установлены тела с разной скоростью сейсмических волн (Roeker et. al., 1993; Сабитова, 1996; Бакиров и др., 1996). Здесь выделены три типа строения земной коры (Sabitova et. al., 1998), которые по районам их развития можно назвать ферганским, чуйским и киргизско-терскойским.

Ферганский тип коры (характерный рисунок этого типа коры приведён недавно в работе (Сабитова, Адамова, 2001) отличается классическим строением: постепенным возрастанием скорости прохождения сейсмических волн сверху вниз, следовательно, увеличением плотности вещества в том же направлении. Здесь нет волноводов. Верхняя кора (до поверхности с V_p 6,1 км/с) обладает повышенной по сравнению с другими типами разрезов коры мощностью (18-20 км), средняя кора (с V_p 6,1-6,4 км/с) несколько утонена -- 5 км, а нижняя кора (с V_p 6,4-7,4 км/с) очень мощная (30 км). Под Ферганской впадиной верхняя часть нижней коры (с V_p 6,4-6,8 км/с) сокращена в мощности, но по мере перехода в соседние районы её мощность резко возрастает, а нижняя более плотная её часть (с V_p 6,8-7,4 км/с) исчезает совсем. Поверхность M в этом районе приподнята по сравнению с соседними примерно на 5 км.

Чуйский тип коры (рис. 4.4) отличается сложным строением. В основании коры, на глубинах 35-50 км ниже уровня моря имеется региональный слой волновода (с V_p 6,3-6,0 нередко до 5,5 км/с), который в Тянь-Шане встречается почти под всеми горными сооружениями, охватывая около 75% его территории. В южной части орогена глубина этого слоя поднимается до 25 км ниже уровня моря. Выше лежит высокоскоростной (с V_p 6,4-6,8 км/с) слой мощностью до 20 км. Далее вверх по разрезу слой обладает неоднородным строением, и в нём выделяются линзовидные тела как пониженных (волноводов), так и повышенных скоростей сейсмических волн. Волноводы здесь обладают мощностью от 5 до 10 км и встречаются от одного до трёх раз на глубинах 10-20 и 25-30 км. Местами встречаются волноводы наклонной или вертикальной (дайкообразной) формы мощностью 10-20 км.

Кыргызско-терскойский тип коры встречается под одноимёнными хребтами (рис. 2), также и в других участках (в районах к востоку от Ферганского хребта, вдоль долины р. Нарын). Он отличается отсутствием слоев с высокой скоростью прохождения сейсмических волн. V_p здесь до самого основания коры не превышает значения 6,4 или даже 6,1 км/с. Кора полностью сложена разуплотненным, относительно «рыхлым», материалом.

Более поздние данные по строению коры (Сабитова и др., 2006; Сабитова, Меджитова, Багманова, 2006) не вносят существенных изменений.

Магнитотеллурическими зондированиями на территории Киргизского Тянь-Шаня к востоку от Таласо – Ферганского разлома в земной коре и верхах верхней мантии выделен непрерывный слой высокой электропроводимости (1000-3000 Ом), кровля которого располагается на глубинах 25-40 км. Слой обладает мощностью от 20 до 60 км, минимальная величина которой наблюдается на севере под Казахской платформой и максимальная на юге под Центральным Тянь-Шанем. Проводимость слоя возрастает в том же направлении соответственно от 300 до 2000 Ом (Брагин и др., 2001; Зубович и др., 2001; Рыбин и др., 2001; Рыбин и др., 2005; Баталева и др., 2006).

Относительно небольшие линзовидные тела повышенной электропроводимости выделены в верхней части земной коры, на глубинах 5-15 км. Они пространственно совпадают с сейсмогенерирующими зонами. От них нередко опускаются вертикальные составляющие, соединяющиеся с глубинным электропроводящим слоем. Эти зоны часто приурочиваются к известным региональным разломам (Таласо- Ферганскому, Линии Николаева и др.). Считают, что участки высокой электропроводимости коры соответствуют зонам пониженной плотности и повышенной пластичности (Брагин и др. 2001; Зубович и др., 2001; Рыбин и др., 2001, 2005; Баталева и др., 2006).

С помощью космической геодезии получены ряд существенных данных (Зубович, 2005; Миди, Хагер, 2001). Показано, что существует пространственная корреляция между полем деформации на поверхности, установленным с помощью GPS, распределением слабой сейсмичности внутри земной коры и геометрией корового слоя высокой электропроводимости (Зубович и др., 2001).

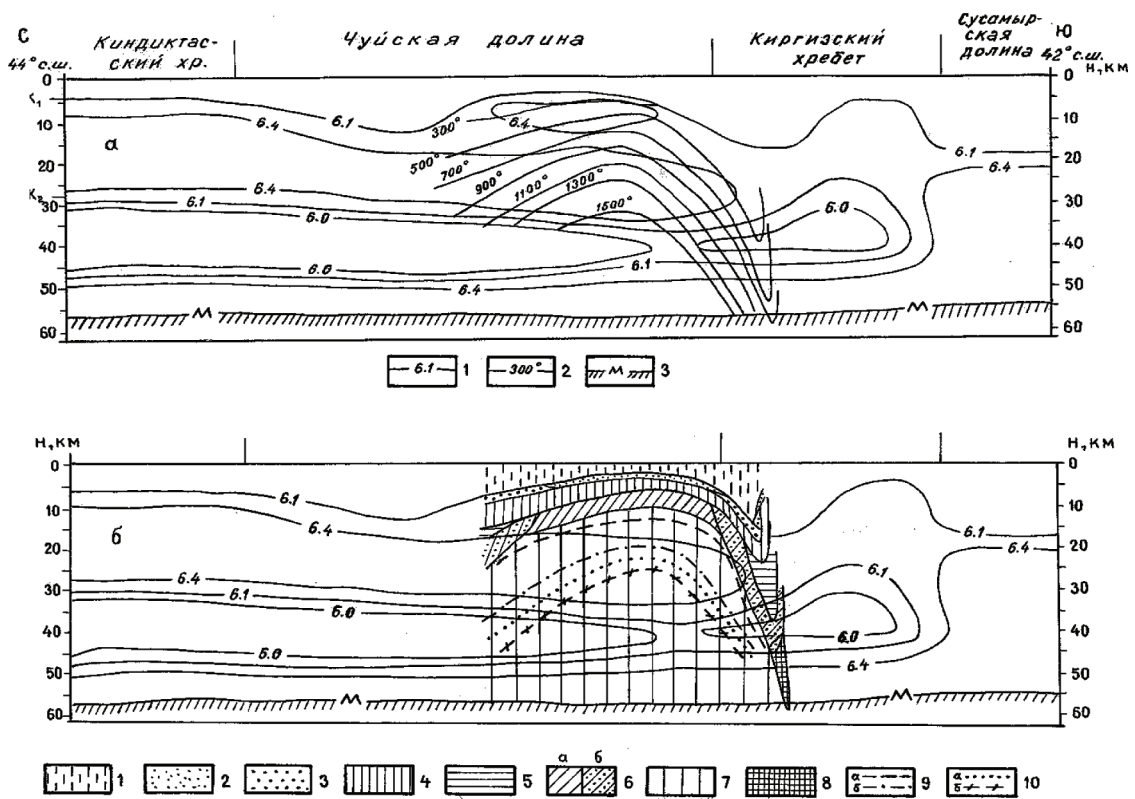


Рис. 4.4. Характер строения земной коры чуйского и киргизско – терскайского типов и возможное распределение в ней температуры и метаморфических фаций.

а) особенности распределения скоростей распространения сейсмических волн и температуры внутри коры. 1 – изолинии V_p , 2 – изолинии температуры с величинами в градусах Цельсия, 3 – поверхность Мохоровичича. б) распределение предполагаемых метаморфических фаций: 1 – цеолитовой, 2 – 3 – пренит – пумпеллитовой с субфациями высоких (2) и низких (3) давлений, 4 – зеленосланцевой, 5 – эпидот-амфиболитовой, 6 – амфиболитовой с субфациями низких (а) и высоких (б) давлений, 7 – гранулитовой, 8 – эклогитовой; 9 – 10 – изолинии плавления пород: 9 – водосодержащих гранита (а) и базальта (б), 10 – сухих гранита (а) и базальта (б).

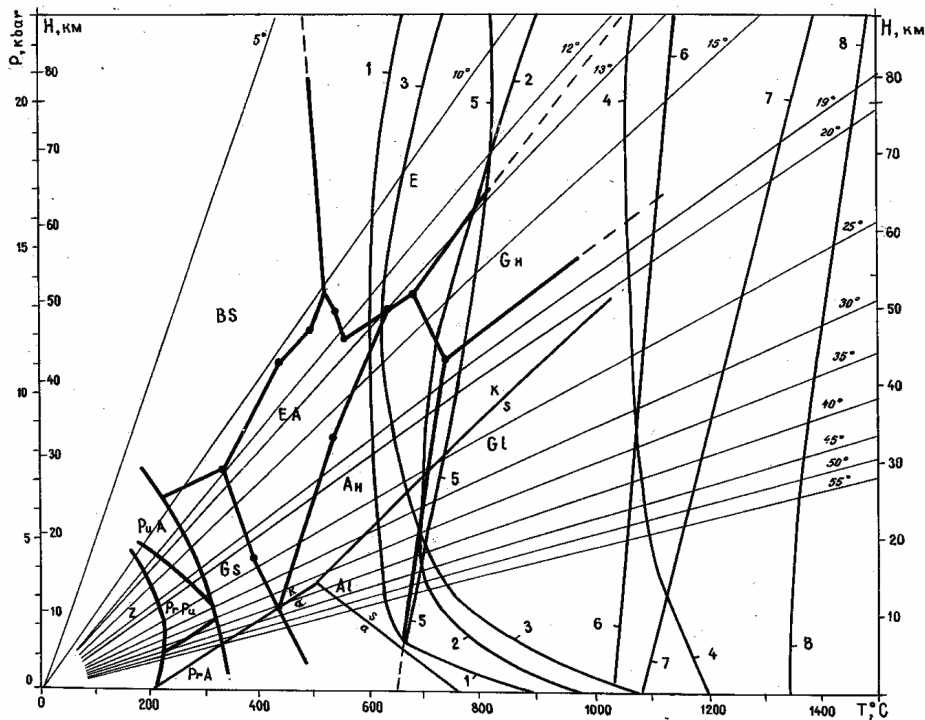


Рис. 4.5. Соотношения средних геотермических градиентов, условий плавления пород и метаморфических фаций на P-T схеме.

Тянь-Шаня характеризуется аномалиями высокого *теплового потока* (более 60 мВт/м²). В основном они измерены в окрестностях Чуйской, Исыккульской и Ферганской долин, и по своим значениям распределены.

Данные геотермии были использованы для определения температуры (Т) и давления (Р) в глубинных частях земной коры. Основным «инструментом» при этом оказалась Р-Т схема с петрогенетическими данными. На Р-Т диаграмму вынесены линии средних геотермических градиентов (рис. 4.5). Общее давление среды определялось из формулы $P = \rho gH$, где Р – общее давление; ρ – средняя плотность пород коры (здесь принята 2,7); g – гравитационная постоянная (для широт Тянь-Шаня принята 0,981) и H – глубина точки в земной коре. При заданных глубинах можно определить давление и, наоборот, при заданных давлениях – глубину. Далее на диаграмму нанесена петрогенетическая решётка, полученная комбинацией из двух схем, предложенных в работах (Oh, Liou, 1998; Parkinson, 1998), которые являются крупными обобщениями экспериментальных и теоретических исследований последних лет.

Тонкие линии – средние геотермические градиенты (цифры с градусами в Цельсиях). Линии средней толщины – начало плавления водосодержащих гранита (солидус-1 и ликвидус -2) и базальта (солидус -3 и ликвидус -4), сухих гранита (солидус -5 и ликвидус -6) и базальта (солидус -7 и ликвидус-8), а также границы инверсий полиморфных модификаций Al_2SiO_5 : кианита (к), силлиманита (s) и андалузита (а). Жирные линии – границы метаморфических фаций: эклогитовой (Е), гранулитовой с субфациями высоких (Gh) и низких (Gl) давлений, амфиболитовой с субфациями высоких (Ан) и низких (Al) давлений, эпидот-амфиболитовой (ЕА), голубых (глаукофановых) сланцев (В), зелёных сланцев (GS), пренит-пумпеллиитовой с субфациями пумпеллиит-актинолитовой (PuAk), пренит-пумпеллиитовой (PrPu) и пренит-актинолитовой (PrAk) цеолитовой (Z).

Таким образом, построена схема метаморфических фаций. Она дополнена линиями границ инверсий полиморфных модификаций Al_2SiO_5 – андалузита, силлиманита и кианита (Holdaway, Mukhopadhyay, 1993), а также линиями солидусов и ликвидусов как водосодержащих, так и безводных гранита и базальта, заимствованными из работы (Miyashiro, 1994).

Используя реально измеренные геотермические градиенты, с помощью полученной схемы можно определить физические параметры (Р и Т) и те возможные условия метаморфических фаций, которые могут господствовать в настоящее время в земной коре, а также физические состояния вещества (возможности плавления) на заданных глубинах.

Физические условия и вещественный состав земной коры Тянь-Шаня. В южных окраинах Чуйской и Исыккульской впадин и восточной части Ферганской впадины установлены узкие полосы низкого геотермического градиента (до 12-20°С/км). В центральных и северных частях Чуйской и Исыккульской впадин и в западной части Ферганской выделены широкие поля повышенного геотермического градиента (30-40, а в Чуйской – местами до 55 °С/км) (Бакиров и др., 1996, рис. 4.5). К сожалению, в центральной части Ферганской впадины отсутствуют замеры геотермических градиентов, поэтому об их значениях можно только предположить, привлекая единичные данные. При поперечном пересечении границ районов высокого и низкого значений теплового потока наблюдается сходная картина. Поэтому здесь в качестве примера приведём только данные по Чуйской впадине (рис. 4.4).

В зонах низких геотермических градиентов образовались термальные трюги, что хорошо видно при составлении профилей поперёк их простиранию. В районе этих трюгов господствуют Р-Т условия высокотемпературных метаморфических фаций, и линии плавления горных пород резко опускаются на большие глубины. Области же с высокими геотермическими градиентами характеризуются термальными поднятиями и Р-Т условиями низкотемпературных метаморфических фаций. Линии плавления горных пород в этих районах сильно поднимаются до небольших глубин (рис. 4.4).

По скорости сейсмических волн вещественный состав верхней коры соответствует веществу «гранитного» слоя, которое согласно обобщению (Christensen, Mooney, 1995) может быть представлено гранитоидными (в верхней части) и их смесью с относительно небольшим количеством тоналитоидных (в нижней). Геологические же данные свидетельствуют о том, что она обладает пёстрым составом и сложена породами осадочного, магматического и метаморфического происхождения различного химического состава.

Средняя кора по составу соответствует в целом веществу «диоритового» слоя. Согласно указанному обобщению, она может быть сложена смесью амфиболитов, гранитоидных и тоналитоидных. По-видимому, она представлена различными метаморфическими и магматическими образованиями также пёстрого химического состава. Например, в Чуйской долине линии солидуса водонасыщенных

гранита и базальта проходят внутри средней, а в Иссыккульской долине – в низах верхней коры, на глубинах 17-19 км от поверхности. Однако, вещество слоя, судя по сейсмическим данным, находится в твёрдом состоянии, что свидетельствует об его не кислом составе и большей степени «сухости», что, вероятно, обусловлено тем, что в древние геологические эпохи они были подвержены многоэтапному метаморфизму в условиях гранулитовой фации. Большая часть слоя, вероятно, сложена гнейсами, соответствующими по химическому составу диоритам. Тела с повышенной V_p , встречающиеся в верхней части средней коры (рис. 4.4а), возможно, сложены породами основного состава. Не исключено, что они являются остатками древнейшей офиолитовой ассоциации, выходы которых наблюдаются внутри гнейсов кристаллического основания Тянь-Шаня в восточной части Киргизского хребта, а также в Заилийском и Кунгейском хребтах. Появление в центральной части Чуйской и северной части Иссыккульской впадин на глубинах 17-22 км локальных тел волновода, по-видимому, связано с частичным плавлением вещества, что согласуется с наблюдаемыми в этих районах величинами теплового потока.

Нижняя кора по скорости распространения сейсмических волн соответствует в целом породам основного состава и «базальтовому» слою. Согласно вышеназванному обобщению, в верхней части она может быть сложена смесью тоналитового гнейса, амфиболита и основного гранулита, а в нижней части – основными гранулитами как с гранатом, так и без него. Однако, несмотря на то, что линии солидуса и ликвидуса сухого базальта в этих районах проходят внутри нижней коры, на глубинах 27-30 км, вещество верхней части нижней коры остаётся твёрдым, высокоскоростным (рис. 4.3). Вероятно, оно представлено безводными, сухими, породами более основного состава, возможно переходного между базитами и ультрабазитами, например, меланогаббро-пироксенитами.

В нижней части коры выделяется широко распространённый в Тянь-Шане региональный слой пониженных скоростей распространения сейсмических волн, слой волновода. Глубина кровли этого слоя изменчива и находится на уровнях 35-30 км, а к югу она поднимается до глубин 25 км ниже уровня моря. Этот слой пространственно совпадает со слоем высокой электропроводности, описанным выше. При геотермических градиентах 30-45 °С/км здесь Р-Т параметры среды достигают условий плавления сухих как гранита, так и базальта, т.е. весь коровый материал должен подвергаться плавлению. Известно, что электропроводимость пород усиливается при повышении температуры среды, особенно если они подвержены плавлению (Балеста, 1981). По-видимому, этот слой сложен расплавленным материалом, по крайней мере, смесью расплава и тугоплавких пород основного и даже ультраосновного составов, т.е. мигмой (подробнее см. Бакиров и др., 1996).

Однако, указанные выше исследователи магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований (Брагин и др., 2001) высокую электропроводность глубинных слоёв земной коры Тянь-Шаня связывают с флюидонасыщенностью среды. Появление флюидов ими рассматривается как результат выделения свободной воды в процессе дегидратации нагретых пород (амфиболитов). Эти представления явно не соответствуют наблюдаемым в регионе большой мощности коры, высоким геотермическим градиентам, а так же поведением воды в условиях высоких температур и давлений и результатам экспериментальных исследований. На указанных глубинах температура среды даже и в условиях среднего геотермического градиента (33 °С/км) не может быть ниже 650-700 °С, при которой появление малейшего количества воды неминуемо должно привести к моментальному плавлению любого состава горных пород и растворению её магмой. Следовательно, о наличии свободного водного флюида на тех глубинах не может быть и речи.

Можно согласиться с тем, что водонасыщенностью среды может быть обусловлена высокая электропроводимость линзовидных тел и частично вертикальных их составляющих, встречающихся в самой верхней части земной коры.

Термальными режимами обусловлены также и реологические особенности пород земной коры. На глубинах, соответствующих примерно изолинии с V_p 6,1 км/с и V_s 3,5 км/с, достигаются условия 280 – 300 °С, что соответствуют наблюдаемым геоизотермам (рис. 4.4а). Здесь происходит размягчение кварца (Иванов, 1992). Слой коры выше этого уровня мощностью 5-12 км, иногда до 18 км, характеризуется хрупкими деформациями, наличием открытых трещинно-поровых пространств и возможностями свободного перемещения водных потоков. В основании этого слоя, по-видимому, проходит первая реологическая граница K_1 . Ниже кварцсодержащие породы находятся в пластическом состоянии, следовательно, в них отсутствуют трещинно-поровые пространства, нет свободных водных потоков. Хрупкой деформации подвергаются породы основного и ультраосновного состава, и при

пространственном совмещении их с кислыми породами они подвергаются будинированию. В целом здесь господствуют литостатические условия. Такая обстановка может сохраняться до глубин 30-35 км, где начинается региональный волновод, следовательно, наблюдается размягчение пород не только кислого, но и основного состава, и пластичным становится полево шпат. Здесь, видимо, проходит вторая реологическая граница K_2 (рис. 4.4а).

Геодинамические следствия интерпретации геофизических данных. Слои коры, находящиеся в различном реологическом состоянии по-разному будут реагировать на действия тектонических сил. Сейсмические волноводы, сложенные высоконагретыми частично расплавленными пластичными массами, являются более податливыми к деформациям и представляют собой основными их концентраторами. Нагретое состояние среды обуславливает её пластичность, облегчает деформацию пород. Последняя, в свою очередь, повышает температуру среды, выделяя тепло и поглощая энергию сейсмических волн и тектонических усилий. Наоборот, высокоскоростные тела, как плотные жёсткие вязкие массы, являются носителями напряжений и передачи тектонических сил. В разных типах строения коры эти массы сочетаются между собой по-разному, и при прочих равных условиях они будут играть различную геодинамическую роль.

Как известно, геологические данные и данные космической геодезии (GPS) свидетельствуют о сокращении ширины горных сооружений Тянь-Шаня и господстве здесь в целом тангенциального сжатия в коре в близмеридиональном направлении. При этих процессах в чуйском типе коры высокоскоростное тело, покоящееся на слое мигмы, не имеет жёсткой связи с верхней мантией, ведёт себя как микроплита и автономно может двигаться от краёв орогена к его центру. Ферганский же тип коры, располагающийся и характеризующийся отсутствием слоя мигмы и жёсткой связанностью с верхней мантией, не может независимо от мантии перемещаться и скорее всего будет служить упором и оказывать сопротивление, противодействие, тангенциальным давлениям со стороны микроплит коры чуйского типа. Кыргызско-герсгейский тип коры, полностью сложенный низкоскоростными

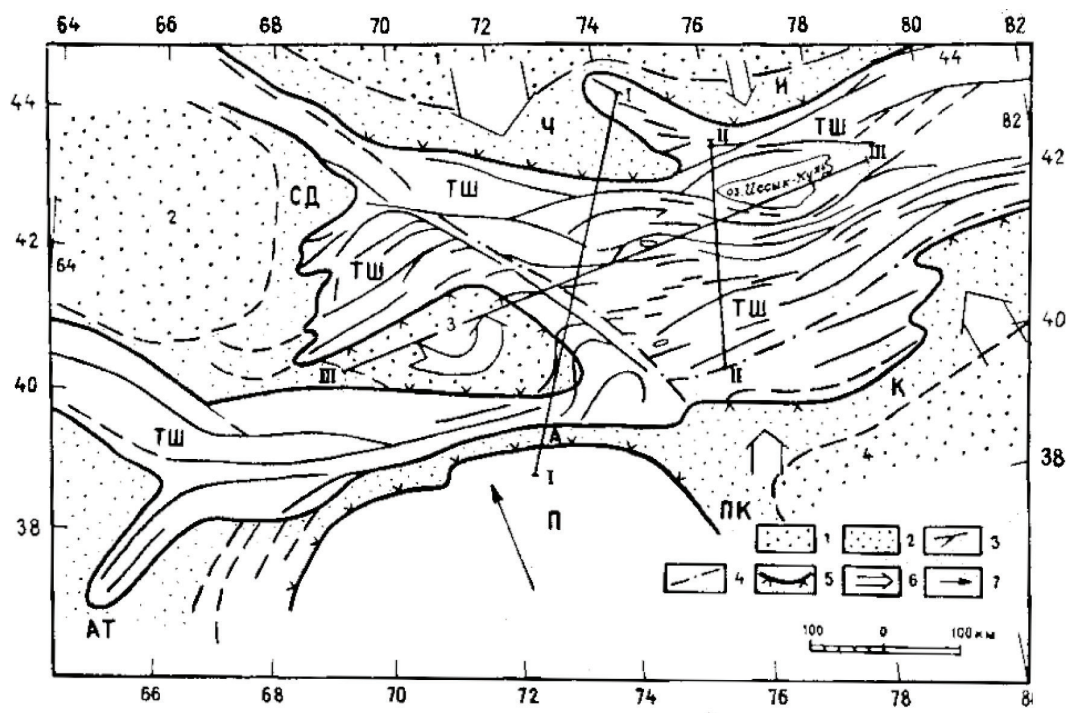


Рис. 4.6. Основные новейшие структуры Тянь-Шаня и прилегающих регионов (по (Садыбакасов, 1990), с добавлениями и изменениями).

- 1 – стабильные блоки (1 - Центрального Казахстана, 2 – Туранский, 3 – Ферганский, 4- Таримский);
 2-3 – районы активизированной литосферы с широким развитием внутрикорового волновода:
 2 – предгорные впадины (Ч – Чуйская, И – Илийская, СД Сыр-Дарьинская, А-Т – Афгано-Таджикская, А – Алайская, К – Кеминская, ПК Предкуньлуньская), 3 – горные сооружения (ТШ – Тянь-Шаня, П – Памир), 4 – крупнейшие региональные разломы, 5 – границы орогенов (острый конец «галочек» указывает на направление поддвигания). 6-7 – генеральное направления движения литосферных блоков: 6 – поддвигающие, 7 – надвигающие). (линии I-III- направления геофизических профилей. Они приведены в работе (Бакиров и др., 1996)).

податливыми массивами, располагаясь между ферганским и чуйским типами коры, по-видимому, склонен к образованию структур типа диапира.

Основной каркас структур Тянь-Шаня определён характером поведения литосферных блоков Ц. Азии. В целом он находится под действием встречных движений Центрально-Казахстанского семейства литосферных блоков с севера и Афгано-Таримского семейства блоков с юга (рис. 4.3 и 4.6). В западной части в тело орогена вклиниваются Ферганский, а ещё западнее более крупный – Сырдарьинский (Туранский) блоки. Особенности структур горного обрамления Ферганы (см. рис 4.6, а также (Бакиров, 1964; 2008) и палеомагнитные данные по этому району (Thomas et al., 1993) свидетельствуют, что одноимённый литосферный блок испытывает вращательное движение против часовой стрелки на астеносферной постели.

Основным фактором всех процессов дробления литосферной массы и горообразования в Тянь-Шане, безусловно, является столкновение Евразийской плиты с Индостанской. Однако, на этом общем фоне определённую, второстепенную, как бы дополняющую, осложняющую, роль, по-видимому, сыграли некоторые другие явления. Так, например, под центральной частью Таримского массива, к югу от города Кашгар, под рифтом Аэрти (Bai Wenji, Yang Jingsui, 1996), на глубинах 200 км от поверхности установлена разуплотненная масса, простирающаяся узкой полосой в восток-северо-восточном направлении (Шациллов и др., 1996; Нусипов и др., 2006) (рис. 4.7). Естественно предположить, что эта масса всплывает и, двигаясь вверх, давит на Таримскую плиту снизу, вызывая её поперечный изгиб. При этом в области поднятия на поверхности образовался названный рифт, разделяя массив на две половины. При горизонтальном положении массива на неё действовали кроме тангенциальных сил столкновения и гравитационные силы, направленные вертикально вниз. Поскольку после действия глубинной всплывающей массы обе половины Таримского массива оказались наклонными, постольку в гравитационных силах появились горизонтальные составляющие, направленные в стороны соседних орогенов, а в северной его половине эти силы оказались направленными в сторону Тянь-Шаньского орогена. Подъём южного края северной половины Таримского жёсткого массива привёл к погружению, нырянию и поддвиганию северного её края под южную окраину горных сооружений Тянь-Шаня, что подтверждается геолого-структурными данными.

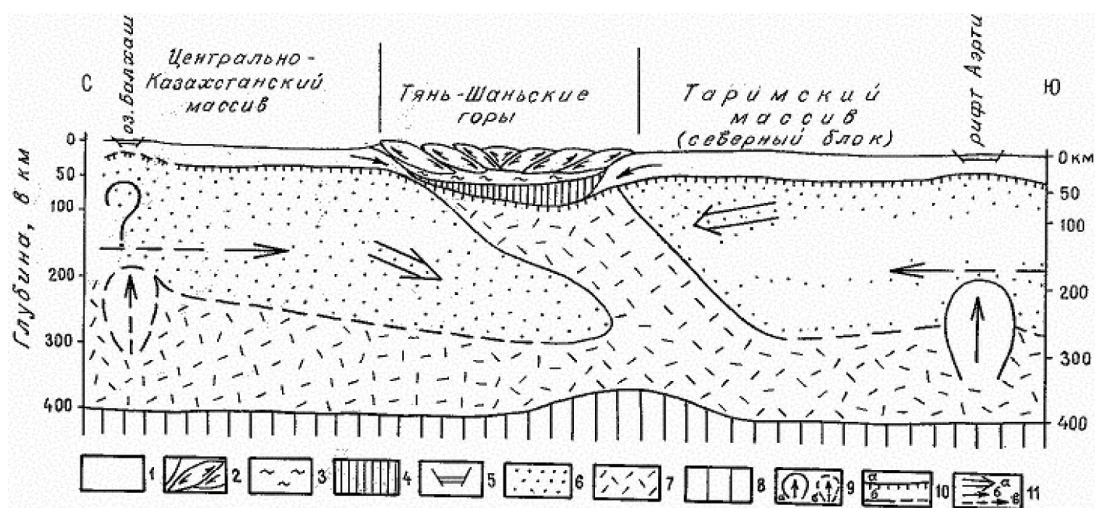


Рис. 4.7. Модель современного строения и новейшей геодинамики земной коры и верхней мантии. 1-5 – земная кора: 1 – нетронутая деформациями в пределах жесткого массива,

2-4 – деформированная и расчлененная в пределах орогена Тянь-Шаня: 2 – верхний «надволноводный» слой хрупкой деформации, разбитый на тектонические блоки (стрелками показаны направления движений краев блока), 3 – волноводный слой (слой мигмы) пластической деформации, 4 – нижний базит-гранулитовый слой; 5 – рифтогенные структуры, 6-8 – верхняя мантия: 6 – литосферные блоки; 7 – астеносферный слой и разуплотненная мантия под орогеном; 8 – подастеносферный слой (под Тянь-Шанем ее поверхность приподнята (Chen et al., 1997)); 9 – всплывающая масса: а – установленная сейсмотомографическими исследованиями (Шациллов и др., 1996); б – предполагаемая; 10 – границы: а – поверхность М, б – другие (пунктиром предполагаемые); 11 – векторы: а – сил, действующих на приорогенную окраину литосферных блоков, б – движение масс блоков литосферы под края орогена, в – общее движение боков Евразийской литосферы при их торошении и под влиянием коллизии с Индийской.

Можно предположить, что аналогичная ситуация имеет место на северной стороне Тянь-Шаня. В частности, возможно, что под озером Балхаш или несколько южнее, под чехлом четвертичных отложений, там, где имеются выходы юрских толщ, имеется современный рифт, а на его глубине порядка 200 км от поверхности всплывает разуплотнённая масса, отделяясь от астеносферы (рис. 4.7).

Интересна геодинамическая обстановка внутри горных сооружений Тянь-Шаня. Здесь широко распространён асимметричный характер новейших структур. Для объяснения этого явления можно привлечь некоторые результаты анализа древних (докайнозойских) эндогенных режимов, особенно явлений, связанных с процессами взаимодействия тектоники и метаморфизма.

В метаморфической геологии известен хорошо установленный факт: области низких геотермических градиентов пространственно совмещаются с поясами нисходящих движений и сильнейших деформаций сжатия, поясами субдукций (скорость погружения превышает скорость разогрева среды), а области высоких геотермических градиентов – со структурами поднятия, гранито-гнейсовыми куполами. Эту закономерность с определённой осторожностью, в комбинации с другими данными, в принципе можно использовать и при объяснении особенностей новейших структур. Полосы низких геотермических градиентов (12-20°С/км), установленные в южных окраинах Чуйской и Иссыккульской впадин, а также в восточной части Ферганской впадины, пространственно совпадают с местами усиления нисходящих движений и усиленных тектонических деформаций сжатия (большая мощность кайнозойских осадков, широкое развитие линейных складок и чешуйчато-надвиговых структур). Повторное нивелирование указывает, что эти участки обладают устойчивым погружением (Абдрахматов, Цурков, 1991). Анализ гравитационной обстановки Ферганской впадины показал, что её края в настоящее время испытывают погружение под обрамляющие её горные сооружения (Бугов, Molnar, 1998).

По-видимому, в процессе встречных движений вышеназванных литосферных блоков и поддвигании их краёв под окраины орогена вещество коры между ними испытывает скупивание

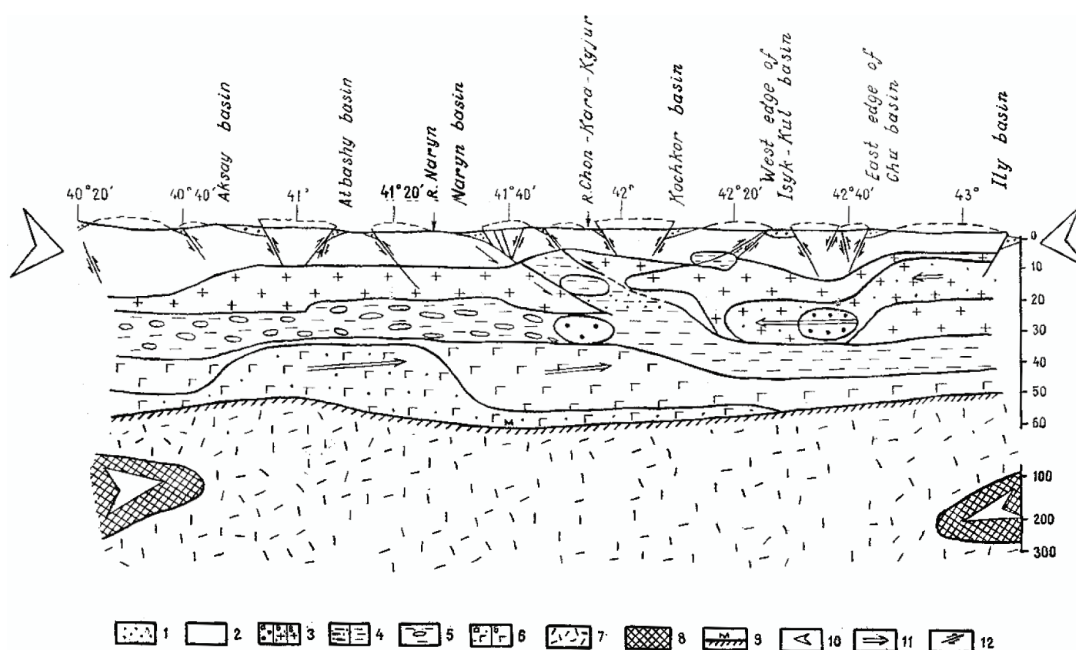


Рис. 4.8. Профиль коры и верхней мантии по линии Актюз – Торугарт.

1 – кайнозойские отложения; 2-3- верхняя часть земной коры со скоростью прохождения продольных сейсмических волн (V_p) до 5,6 км/с, состоящая из: 2 – осадочных, магматических и метаморфических пород и 3 – магматических и высокометаморфизованных пород, соответствующих по составу основным (а), средним (б) и кислым (в) магматитам; 4 – слой мигмы – частично расплавленных масс, определённых понижением скоростей прохождения сейсмических волн V_p и V_s (справа), а также высокой электропроводностью (слева); 5 – тот же слой, определённый понижением скорости прохождения поперечных сейсмических волн V_s и высокой электропроводностью; 6 – нижняя твёрдая часть коры, сложенная гранулит – базитовым материалом: а – со скоростью 6,1-6,4 км/с, в- со скоростью выше 6,4 км/с; 7 – 8 – материалы верхней мантии: 7 – нагретая разуплотнённая часть (7,3 – 7,8 км/с), 8 – холодная плотная часть (8,3 – 8,5 км/с); 9 – поверхность М; 10 – 12 – направления движений: 10 – плотной массы мантии (литосферы), 11 – слоёв нижней и средней частей коры, 12 – верхней твёрдой части коры.

и нагромождение, что вызывает увеличение мощности коры. При этом кора в пределах орогена подвергается расслаиванию, и более жёсткие массы верхней её части разбиваются на относительно мелкие блоки, микроплиты разного порядка, испытывая торшение. Вдавливание вниз края литосферного блока наваливает на себя массы орогена, выталкивая прилегающий край микроблока жёсткой массы коры. Противоположный край последнего вдавливается вниз, выталкивая край следующего блока, образуя «эффект домино». По-видимому, таким образом, создана серия асимметричных долин и хребтов горных сооружений Тянь-Шаня (рис. 4.8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Евразийская литосферная плита в пределах Ц. Азии разбита на множество блоков. В них верхняя часть верхней мантии сложена массами с высокой скоростью прохождения сейсмических волн, холодными, жёсткими. Они разделены друг от друга относительно узкими дайкообразными зонами, в которых вещество представлено низкоскоростными, нагретыми и размягченными массами.

2. Основной каркас новейших структур Тянь-Шаньского орогена определен тем, что он расположен между встречно двигающимися Центрально-Казахстанским семейством блоков с севера и Афгано-Таримским семейством блоков – с юга. В западной части внутри орогена включен Ферганский литосферный блок, который испытывает вращательное движение против часовой стрелки на астеносферной постели.

3. Тянь-Шаньский ороген (горные сооружения вместе с межгорными впадинам) расположен как раз над нагретыми и податливыми массами верхней мантии, слагающими зоны между литосферными блоками.

4. Земная кора орогена расслоена, благодаря появлению в ней сейсмических волноводов и высокоэлектропроводимых слоёв, линзовидных и дайкообразных тел, обусловленных частичным плавлением вещества и образованием мигмы в нижней её части и насыщением водными растворами и флюидами – в верхней. Они служат смазкой, обуславливая свободное перемещение масс, залегающих выше их.

Представления о двух или трёхслойном строении коры, по-видимому, справедливы для областей спокойной тектонической обстановки, где тектоно – термальные условия устоялись. В Тянь-Шане такая обстановка господствовала в мезозой – раннекайнозойское время, до начала новейшего орогенеза. Строение коры того времени сохранилось в пределах Ферганского блока внутри орогена и соседних с Тянь-Шанем жёстких литосферных блоках. В процессе орогенеза внутри коры горных сооружений произошло сильнейшее сгущивание масс, перегруппировка вещества и значительное увеличение мощности коры, что ярко выражено в чуйском и киргизско-терскойском типах её строения. По-видимому, для современного Тянь-Шаня необходимо разработать другую модель строения коры, соответствующую её внутреннему содержанию.

5. Общее близмеридиональное тангенциальное сжатие коры привело к образованию множества мелких блоков в верхней, хрупкой её части. Последние, нагромождаясь и испытывая вращательное движение вокруг горизонтальной оси, и создали современные асимметричные горные сооружения Тянь-Шаня.

4.6. ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ЭНЕРГИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ЕЁ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Выяснено, что 60% территории Тянь-Шаня характеризуется аномалиями высокого *теплового потока* (более 60 мВт/м²). Данные измерений геотермических градиентов были обобщены в работах (Шварцман, 1993; Дучков и др., 2001; Дучков и др., 2003; Дучков, Соколова, 2005). В основном они выполнены в Чуйской, Иссыккульской и Ферганской долинах, и по своим значениям распределены неравномерно. Нами они были несколько по-иному переинтерпретированы. Высказано мнение о том, что в коре Тянь-Шаня имеются слои частично расплавленных масс и даже полностью расплавленных тел гранитного состава (Бакиров и др., 1996). Недавние исследования температурных обстановок в земной коре и верхней мантии показали, что на глубинах 30-50 км достигаются температуры 600-800°C (Баталев и др., 2008), что достаточно для появления водосодержащих коровых расплавов.

На такое высокое значение теплового поля, по-видимому, определенное влияние оказывает установленное в последнее время наличие мощных нагретых масс в земной коре и верхней мантии Тянь-Шаня, под которым мантия разуплотнена до глубин более 500 км (Нусипов и др., 2006). Л. Н

Винник с соавторами показал, что земная кора Тянь-Шаня по характеру распространения поперечных сейсмических волн большей частью сложена нагретой массой (Винник, Косарев, Орешин, 2006). Эти массы в настоящее время рассматриваются в качестве плюма в недрах региона (Сабитова и др., 2006; Сабитова, Меджитова, Багманова, 2006). Устойчивое соотношение редких элементов – Zr, Y, Nb – при вторичных процессах, наличие расплавных включений в плагиоклазе, переходный между толеитами и щелочными базальтами Гавайских островов характер распределения РЗЭ указывают на плюмовый источник палеогеновых базальтов (Миколайчук и др, 2006). Повышенный современный поток гелия (Мозолева, 2006, Поляк, Каменсий, 1990) подтверждают наличие здесь глубинного подмантийного плюма в литосфере Тянь-Шаня.

Вопросы практического освоения ресурсов геотермальной энергии волнуют людей давно. Большой литературный материал по использованию этой энергии на территории Кыргызстана приведен Ю.Г.Шварцманом в его докторской диссертации в 1992 г. Воспользуемся этими данными.

Подсчитано, что до глубин 10 км в материках мира (кроме Антарктики и Гренландии) имеются 13660 триллионов тонн условного топлива (у.т.). Из них могут быть использованы около 1 %, т.е. около 137 трилл. тонн у.т., что на порядок больше всех топливных ресурсов мира. В 80-е годы прошлого столетия были исследованы возможности использования глубинного тепла на территории бывшего СССР. Составлены карта тепловых потоков на всей территории и акватории этой великой державы (Карта ресурсов..., 1990). Выяснено, что наиболее перспективными в этом отношении являются Камчатка, Карпаты и Тянь-Шань.

Коллективы научных работников ИФЗ АН СССР, 19-го Аэрогеодезического предприятия ГУГК при СМ СССР, Куйбышевского политехнического института и Института сейсмологии АН Кирг. ССР измеряли в скважинах пробуренных на поиски подземных вод, нефти и газа, горных проходках, шахтах геотермический градиент, а в акватории оз. Иссыкколь – тепловой поток. Выявлены высокие значения этих показателей на территории Кыргызстана. Оказалось, что они сравнимы с тепловым потоком такого вулканического района, как Камчатка!

Глубинное тепло в Кыргызстане проявлено в двух формах: в виде *термальных вод и петротермального тепла*.

Термальные воды образуют:

а) термальные источники, которые при температурах 50–56°C используются для бальнеологических целей, в рыборазводных прудах, в поливах овощей (увеличивает урожайность на 1/3.

б) пластовые термальные воды, которые образуют артезианские бассейны: Иссыккольские, Восточно-Чуйский, Нарынский, Джумгалский и Ферганский.

Петротермальное тепло является *весьма перспективным*, если тепловой поток примерно равен $\sim (8-9) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², а геотермический градиент превышает $>40^\circ\text{C}/\text{км}$. (Такие условия могут возникать в районах разогрева с притоком глубинного тепла и дополнительной экранизацией слабодислоцированными осадками межгорных впадин, что характерно для Тянь-Шаня). Оно же является перспективным если тепловой поток $\geq (8-10) 10^{-2}$ Вт/м², а геотермический градиент равен 25-30°C/км. Тянь-Шань в основном подпадает в весьма перспективный регион.

По данным Ю. Г. Шварцмана изотерма 100°C в Тянь-Шане находится на глубинах 2,2 – 6,2 км. В Чуйской впадине Предкиргизский прогиб с площадью 150 км x 5-10 км относится к перспективному району. Изотерма 100°C находится на глубинах 4,3 – 4,5 км. В скважине Чалдывар на глубине 4526 м зафиксирована температура 123°C, а в скважине Байтык на глубине 3,0-3,3 км – 80-87°C.

В Иссыккольской долине в разных районах в скважинах у основания кайнозойского чехла в палеозойских породах установлены температуры 130-144°C на глубинах 4,0-4,2 км, 116°C на глубинах 4,9 км и 100°C на глубинах 3,5 км. В западной части Нарынской впадины 100°C установлена на глубинах 3,7-3,8 км и 142°C на глубинах 4,0 км.

В 80-е годы XX столетия было решено использовать петротермальную энергию консолидированных пород путем создания искусственных циркуляционных систем. В качестве опытного полигона были выбраны районы городов Чолпоната, Бишкек и Рыбачье. Первоочередным был избран район г. Чолпоната. Составлено ТЭО (1989г.) экспериментальной геотермальной циркуляционной системы (ГЦС) с гидроразрывом горячего породного массива для извлечения петротермальной энергии. Здесь тепловой поток составлял 144 мВт/м². Проектировались две скважины: нагнетательная – глубиной 2800м, где температура ожидается 103°C, и добычная – глубиной 2400 м, где температура достигает 91°C. Себестоимость единицы тепла ожидалась по ценам 1989 г. 18 руб за 1 Гкал. Составлена

технико-экономическая оценка ГЭС также станций для городов Бишкек (тогда г. Фрунзе) и Рыбачье. Оптимальная глубина предполагалась 4,4 км, где температура среды достигает 124°C.

Планировалась эксплуатация на 23 года с годовым отпуском тепла 1,58 млн. ГДж. Предусматривалась догревающая котельная на 0,17 млн ГДж. Ожидалась годовая экономия 67,8 тыс. т. у.т. на каждом объекте.

В настоящее время специалисты из Австралии собираются использовать геотермальную энергию недр Кыргызстана. Они эту энергию связывают с распадом радиоактивных элементов гранитных массивов. Однако повышенный тепловой поток не всегда пространственно совпадает с магматическими телами. По-видимому, эти специалисты еще не обладают информацией о глубинных нагретых массах Тянь-Шаня, о глубинном подмантийном плюме, которые выделяют тепло в огромных количествах.

Великие возможности геотермальной энергии нашей горной страны должны служить нашему народу. Запасы их практически неисчерпаемы. Нужны только определенные инвестиции, которые, будем надеяться, появятся в недалеком будущем. Наряду с решением энергетических проблем, будут решены и проблемы экологические.

ГЛАВА 5. СТАНОВЛЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МИНЕРАГЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

5.1. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В целом на территории Кыргызстана можно встретить в совокупности все виды геодинамических обстановок, которые установлены на планете Земля в целом. Этим обуславливается наличие большого многообразия видов полезных ископаемых.

А. В архейско-раннепротерозойском мегаэтапе формировались комплексы, которые в основном представлены продуктами тектонического смешивания пород первичноконтинентального и первичноокеанического происхождения (рис. 5.1). Среди них большую роль играют эклогитсодержащие образования глубинного меланжа. С первичноокеаническими образованиями связан ряд месторождений полезных ископаемых. С углеродсодержащими кристаллическими сланцами установлено крупнейшее в Средней Азии Ачикташское серноколчеданное месторождение в нельдинской свите (в западной части Кыргызского хребта). Кроме промышленных запасов пирита (сырья для серноокислотного производства), рудовмещающие графитистые кристаллосланцы сопровождаются концентрациями титана (рутила), меди, свинца, цинка, иногда золота, серебра и некоторых платиноидов. Графит здесь представлен аморфными разностями. С сильно метаморфизованными их аналогами (свита Куйлю) связано крупнейшее месторождение крупночешуйчатого графита в хребте Куйлю (Көөлүү в переводе с кыргызского означает сажистое). Комплексы зоны Беньофа – эклогиты и вмещающие их породы (актюзская свита) содержат месторождения рутила, а также граната, чешуйчатой слюды, развитые особенно в районе пос. Ак-Тюз. С образованиями первичноконтинентальной обстановки связаны кварциты (макбальская свита) с широким развитием кварцевых жил, пригодных в качестве оптического сырья.

Б. Протерозойский континентальный мегаэтап характеризуется формированием комплексов внутриплитного континентального чехла, минерагенические особенности которых еще не выяснены. Кроме того, на фоне внутриплитной континентальной обстановки неоднократно проявились процессы эпиконтинентального рифтогенеза а также внутриплитного сжатия (рис. 5.1).

Б-1. Наиболее ранний рифтогенез на уровне 1300 млн лет назад с индикаторными местами бимодальным вулканизмом (бельчийское и экургенкольская свиты) – не обладает ярко проявленным минералообразованием. Здесь отмечены убого рассеянная медная (халькопиритовая) и окисно-железисто-марганцевая минерализация в метатерригенно-вулканогенных составляющих рифтогенных образований.

Б-2. Импульс внутриплитного тангенциального сжатия коры, который сопровождался проявлениями гранитоидного плутонизма и зонального метаморфизма (кочкорский, сарыторский, турасуйский, айкольский, тарагайский массивы) с датами 1100 ± 50 млн лет. С плутоногенными образованиями этого времени связаны проявления редкометалльно-оловорудного гранит-гранодиоритового комплекса (месторождения Береговое, Чон-Кызылсуйское).

Б-3. Предрифтогенное излияние кислого вулканизма (серия Большого Нарына) на уровне 850 ± 50 млн лет не содержит крупных скоплений рудных образований. Однако отдельные субвулканические фации этой серии содержат регионально рассеянную рудную минерализацию цветных, редких и благородных металлов, а также редкоземельных элементов, что позволяет рассматривать вулканы серии Большого Нарына в качестве потенциальных источников рудообразующих веществ для последующих металлогенических этапов Тянь-Шаня.

Б-4. Континентальный рифтогенез конца протерозоя на уровне 720 ± 20 млн лет. Формировались грубообломочные осадки грабеновых фаций и антидромные вулканы с щелочным уклоном (джетимская серия и её аналоги). Металлогеническая специфика этого этапа характеризуется двумя геохимическими обстановками. Первая из них отличается окислительными грабеновыми фациями, которые оказались прародителями мощных магнетит-гематитовых залежей крупнейшего в Средней Азии Джетимского железорудного бассейна, обогащенных титаном, марганцем, ванадием, германием, иногда вольфрамом, молибденом, золотом и редкоземельными элементами.

Вторая геохимическая обстановка представлена высокоуглеродистыми (восстановительными сульфидоносными) карбонатно-пелитовыми илами рифтогенных грабенов. Углеродисто-пиритоносные литофации, зараженные благородными (золото, серебро, платиноиды?) и редкими (вольфрам,

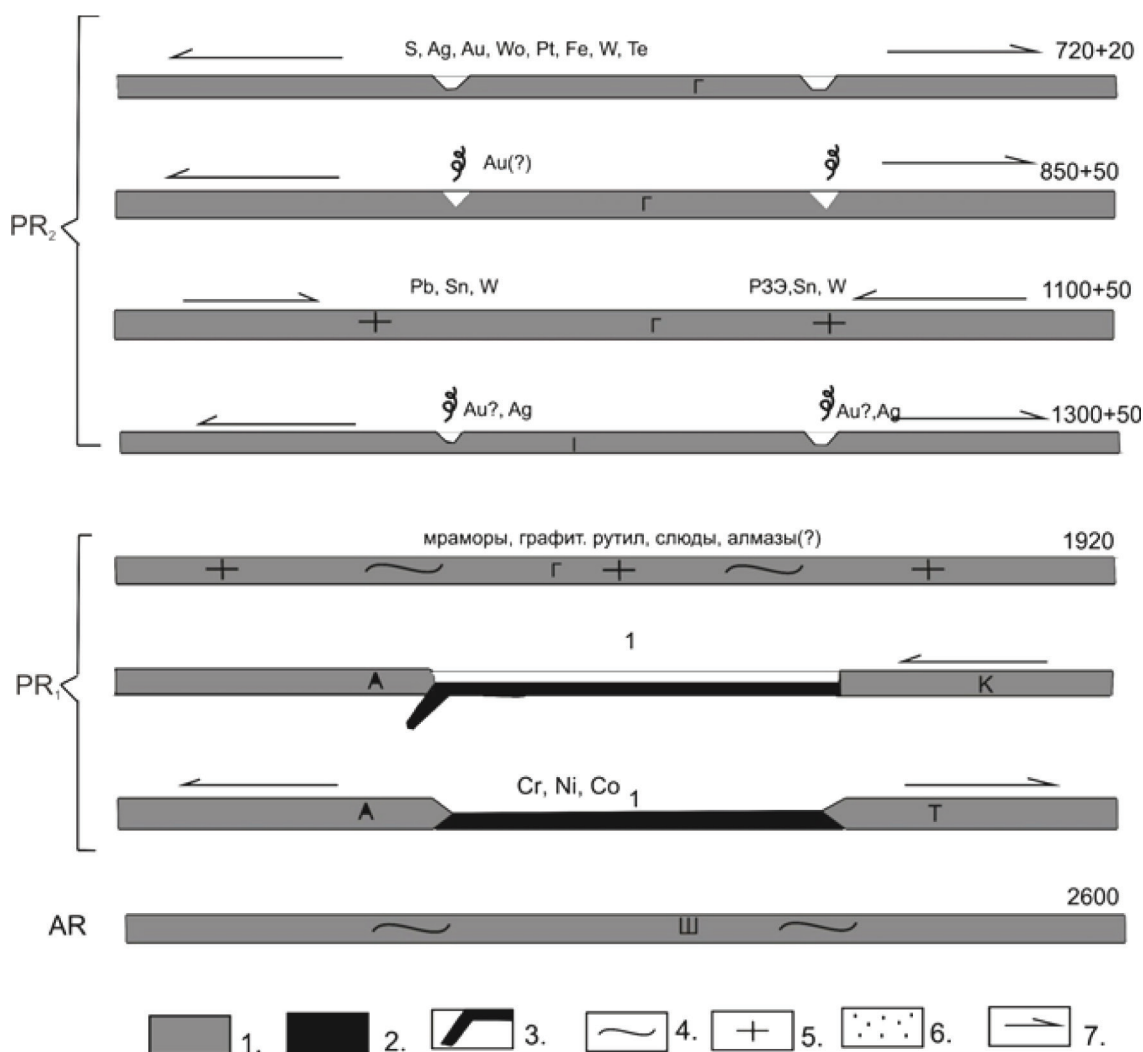


Рис. 5.1. Геодинамическо-металлогенетические профили Тянь-Шаня

1-2 – типы земной коры: 1 – континентальный, 2 – океанический; 3 – субдукция океанической литосферы; 4-5 – характер преобразований коры: 4 – мигматизация, 5 – внедрение гранитных магм; 6 – разуплотнение в нижней коре; 7 – направление движений.

Цифры на рисунках (5.1–5.3) – палеоокеаны: 1 – Копурелисайско-Семизсайский; 2 – Илийский; 3 – Сакский; 4 – Туркестанский; 5 – Ягнобский; 6 – Джунгарский; 7 – Тетис.

Заглавные буквы на рисунках – палеоконтиненты: А – Актюзский; Ш – Шалдырский; К – Кунгейский; Г – Восточно-Гондванский; И – Иссыккульский; Н – Нарынский; Т – Тарим; КР – Кыргызский (Кыргызско-Казахский); АУ – Алайско-Уланский; Л – Лавразия; ТШ – Тянь-Шаньский.

Палеоостровные дуги: Чк – Чонкеминский; Дл – Долонский; Чт – Чаткальский; Сг – Сюгетский;

Палеоактивные окраины континента: ЧС – Чаткал-Сарыджазский; ЗИ – Заилийская; ТА – Туркестано-Алайская А-субдукция

молибден, ванадий, селен и др.) металлами, относятся, вероятнее всего, к эмбриональным (синдиогенетическим) стадиям золото-редкометалльного рудообразования кумторского типа. Последующие метаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования в условиях герцинской активной континентальной окраины способствовали становлению крупнообъемного редкометалльно-колчеданисто-золоторудного месторождения Кумтор.

В. Позднепротерозойско-палеозойский океаническо-континентальный мегаэтап характеризуется наибольшим разнообразием геодинамических обстановок и соответственно минерагеническим многообразием (рис. 5.2). По времени закрытия океанических бассейнов и аккреции континентальных блоков выделены два геодинамического этапа: раннепалеозойский (каледонский) и позднепалеозойский (герцинский).

На территории Кыргызстана в это время установлены следы четырех палеоокеанов и трех палеоконтинентов. В начале каледонского этапа в северной части современного Кыргызстана находился палеоконтинент, названный Иссыккульским. К северу от него лежал Илийский палеоокеан. Остатки его

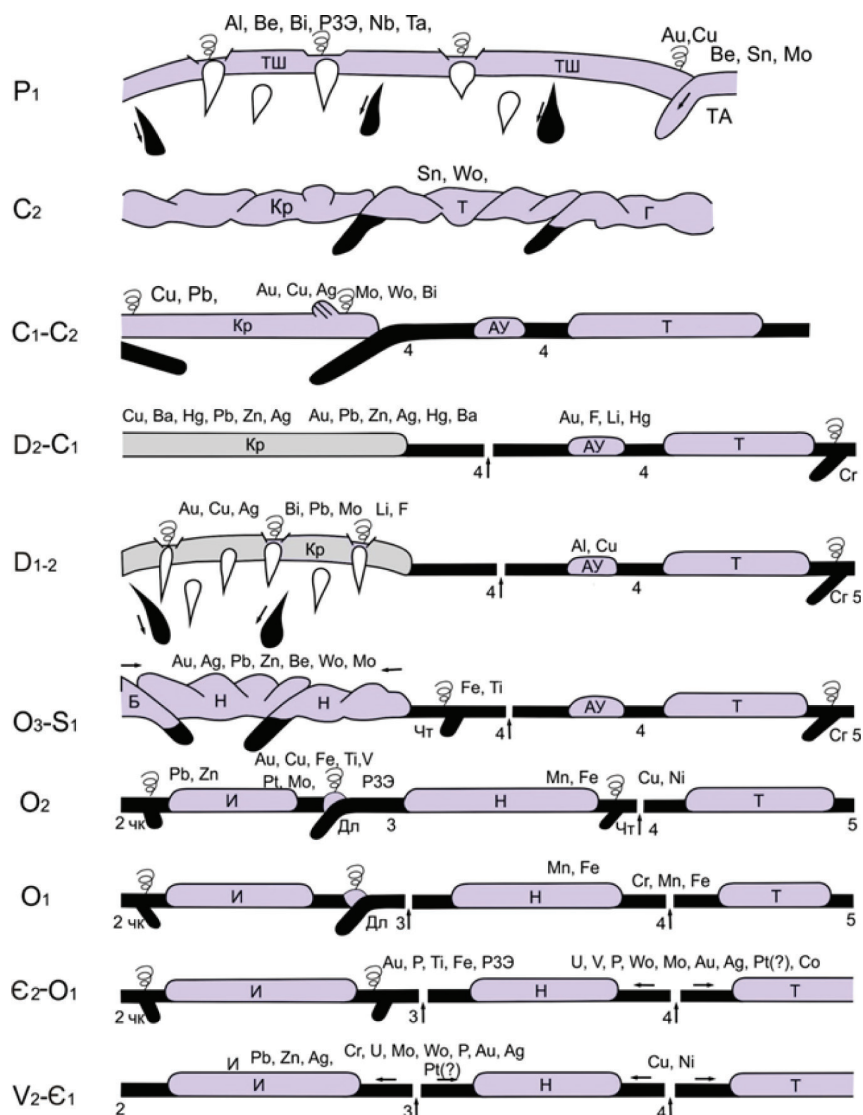


Рис. 5.2. Геодинамическо-металлогенетические профили Тянь-Шаня. Условные обозначения приведены на рис. 5.1.

в основном выходят на территории Казахстана, а в пределах Кыргызстана встречены связанные с ним островодужные комплексы. К югу Иссыккульского палеоконтинента располагался Сакский палеоокеан. Далее на юг лежал Нарынский, или Сырдарьинский, палеоконтинент, обрамленный с юга Туркестанским палеоокеаном. Южнее располагался Палеотарим. Продолжением его к западу, в хребтах Туркестано-Алая, по-видимому, является Кызылкум-Алайский микроконтинент, выделенный Ю. С. Бискэ (2000) и представленный здесь Рабутским блоком. К югу от него лежал Ягнобский палеоокеан, сутура которого выходит только в Восточном Алае. Большая его часть находится на территории Таджикистана. В Восточном Алае сутура этого палеоокеана делает резкий поворот на юг, обрамляя Тарим с юга, и перекрывается Заалайским молодым надвигом. Возможным восточным продолжением этой сутуры являются фрагменты нижнепалеозойских офиолитов в меланже Матъя, который выходит в Алтынтаге. В.С. Буртман (2006) связывает эти офиолиты с раннепалеозойским палеоокеаном, разделяющим Таримский массив от более южного (в современных координатах) Цайдамского.

По южной периферии Иссыккульского палеоконтинента в условиях пассивной окраины формировался рудоносно-фосфатно-карбонатно-сланцевый комплекс с регенерированным колчеданно-полиметаллическим ордением (Сук-Барскоонская группа стратиформных месторождений). Близкие к ним по геодинамическим обстановкам являются серебряносодержащие полиметаллические месторождения в карбонатных банках (биогермных и межбиогермных постройках) Таласской зоны (Курганская группа).

Во второй половине кембрия – раннем ордовике – произошли первые субдукционные процессы. Литосферы Илийского и Сакского палеоокеанов круто погружались под Иссыккульский континент,

образовав энсиматические островные дуги как на севере, так и на юге палеоконтинента. В среднем ордовике островные дуги продолжали развиваться в энсиалическом режиме.

С глубоководными осадками в переходной зоне от подножья Нарынского палеоконтинента и Сакского палеоокеана связаны металлоносные углеродисто-черносланцевые комплексы кембро-ордовика, которые совмещают одновременно геологические (фтанит-лидитовые) и рудные (редкометалльно-радиоактивные формации). Рудопродуктивным горизонтам свойственна поликомплексная (уран, ванадий, молибден, кобальт, фосфор, серебро, медь, барий, золота, платиноиды?, редкие и редкоземельные элементы) металлогеническая специализация. Они образуют протяженные рудоносные зоны по всему Срединному Тянь-Шаню (Сары-Джазский, Джетимский, Куйлю-Акшийракский, Тахталык-Байдамтальский, Чаткало-Чандалашский районы). С комплексами континентального склона Нарынского палеоконтинента встречены колчеданные месторождения Джаман-Эчки (хр. Джетимтоо).

В среднем ордовике в пределах Нарынского палеоконтинента накапливались убогожелезисто-марганцевистые гемипелагические осадки (марганцевистая кремнисто-гематитовая формация в составе ольдзобайской, кокбельской и джабаглинской свит).

Металлогения палеоокеанических бассейнов характеризуется формированием рудных месторождений как экзогенной, так и эндогенной серий. Осадочно-вулканогенные образования Сакского палеоокеана (ашутурукская свита и её аналоги) охарактеризованы золотосодержащей халькопиритовой минерализацией (восточная часть Северного Тянь-Шаня).

С офиолитовыми ассоциациями задугового бассейна островодужной системы, на активной окраине Сакского палеоокеана связаны ванадиеносные титаномагнетитовые и медно-колчеданные пироксениты горного обрамления Таласа (Каинды, Балачичкан). Они содержат повышенные концентрации благородных металлов (золото, платины) и редкоземельных элементов. Характер оруденения очень близок качканарскому типу Урала.

С магматическими энсиматическими островодужными комплексами ассоциируют многочисленные проявления “рудно-порфирового” (золото-молибден-медно-порфирового) типа Кепташ-Джумгалского пояса (Джеруй, Андаш и др. в Таласе).

К энсиалическим островным дугам, связанным с Илийским палеоокеаном, приурочено колчеданно-полиметаллическое регенерированное оруденение шыргойского типа (Кеминская зона, в Кунгейском хребте).

Металлогеническая характеристика Туркестанского палеоокеана. Аналогичные с вышеуказанными углеродисто-черносланцевыми образованиями со сходным оруденением осадки формировались также на дне Туркестанского палеоокеана, которые в настоящее время выходят в северных предгорьях Алайского хребта.

Для обстановок океанического Туркестанского палеоокеана характерными являются следующие рудные формации: 1) хромшпинелидовая перидотит-(дунит)-гарцбургитовая с проявлениями золота и платиноидов (осмистый иридий) (рудопоявления Араван, Абшир в Алае, Балыкты в Атбашах); 2) титаномагнетитовая габбро-родингитовая (Араванское, Джейранбель в Туркестано-Алае); 3) магнетит-гематитовая кремнисто-пикрит-базальтовая (Надир, Саргала, Охна в Алае); 4) медно-никелевая гипербазитовая (Караташ в Алае, Ташрабат в Атбашах); 5) хризотил-асбестовая апогипербазитовая (Акджол, Турдук, Учкур в Майлисуйской офиолитовой зоне).

С островодужными обстановками связаны следующие базовые потенциально рудоносные комплексы и рудные формации: 1) натриевый риолит-базальтовый бимодальный и калий-натриевый андезит-(дацит)-базальтовый с золото-колчеданно-полиметаллической рудной формацией с проявлениями стратиформного типа (Алтын-Бешик, Ничкесу и др. в Алае, Снежное, Суртеке и др. в Атбашах); комплекс имеет признаки на обнаружение месторождений рудно-порфирового типа, аналогичных с Салаватским на Урале; 2) Клинопироксенит-габброидный с признаками магнетитовой шлировой рудной формации первоуральского типа (субинтрузивные тела офиолитовых ассоциаций Кыргызаты в Алае, Балыкты и др. в Атбашинском и Уланском хребтах); 3) габбро-диабаз-диоритовый с проявлениями железорудных скарнов (приконтактные зоны субинтрузивных тел, выделенных выше вулканогенных комплексов).

В конце ордовика-раннем силуре Сакский и расположенный севернее Илийский палеоокеаны полностью закрылись. Столкнулись Нарынский, Иссыккульский и Балхашский (Атасу-Джунгарского) палеоконтиненты. Возникли каледонские горные сооружения, и страна превратилась в Северо-тяньшаньский ороген. Коллизионные комплексы каледонид включают месторождения золота и поли-

металлов (Токтонысай) серебра (Кумуштаг и др.), редкометальное (бериллий, вольфрам, молибден) оруденение (Кепташ, Туюк-Арча и др.), Ag-Pb-Zn минерализация. С коллизионными гранитоидными батолитами Сусамырского комплекса ассоциируют многочисленные постмагматические (пневмато-гидротермальные) рудопроявления цветных, редких и благородных металлов преимущественно сульфидного парагенезиса.

После каледонского тектогенеза к северу от Туркестанского палеоокеана в результате слияния Балхашского, Иссыккульского и Нарынского палеоконтинентов образовался Кыргызский (Казахско-Кыргызский) континент. Он обрамлялся с севера только что образованным Джунгарским палеоокеаном (следы его выходят на территории Казахстана), а с юга – Туркестанским палеоокеаном, который продолжал существовать с раннего палеозоя. Литосфера Туркестанского палеоокеана в конце силура приостановил субдукционные процессы в северном направлении (в современных координатах).

В ранне-среднедевонское время в пределах Кыргызского палеоконтинента наступила обстановка тафrogenеза. Обстановка тектонического сжатия, господствовавшая в позднем ордовике–раннем силуре и создавшая горный рельеф, сменилась тангенциальным растяжением. На фоне общего поднятия появились местные относительно небольшие рифтовые впадины, сопровождавшиеся многочисленными вулканическими излияниями и малыми интрузиями пёстрого состава. Этот этап характеризуется развитием следующих потенциально рудоносных формаций: 1) дацит-(андезит)-липаритовая (кастекская свита); 2) трахиандезит-трахириолитовая с редкощелочной (литий, фтор) и ториевой специализацией (саурский тип в аральской и талдысуской свитах); 3) монцонит-сиенитовая с комплексным медно-порфировым оруденением; 4) шошонит-латитовая (кольбашинская свита) с неясной металлогенической специализацией (предположительно редкометально-редкощелочной); 5) бимодальная субщелочная и щелочно-фельдшпатоидная (с редкометально-редкоземельными агпаитовыми гранитами). Из рудных образований здесь развиты золото, медь, серебро, висмут, свинец, молибден (Чонур), золото-полиметаллическая (Талды-Булак-Боординское рудное поле) и др. минерализации.

В интервале средний девон (живетский век)–ранний карбон (серпуховский век), а в северной части, в районах восточной части Кыргызского хребта и северного склона восточной части Терской хребта до московского века Кыргызский континент характеризуется внутриплитным состоянием и максимальной трансгрессией моря.

В Восточно-Киргизской депрессии (по В. И. Кнауфу) названный интервал представлен преимущественно красноцветными терригенными осадками с прослоями карбонатных пород в верхах разреза. Отмечаются многоярусные горизонты медистых песчаников, аргиллитов и алевролитовых сланцев серой и зеленоватой окраски. Южнее развиты баритовые (Арсы, Тюндюк) и ртутные (Тюлек) рудопроявления низкотемпературного (телетермального) происхождения.

В башкирском веке карбона на востоке континента обособляется Тюбский прогиб, выполненный терригенно-карбонатными осадками. В них (учкашкинская, чааркудукская и другие свиты) локализуются многочисленные полиметаллические многокомпонентные (медь, свинец, цинк, серебро, барит, флюорит, гипс, ангидрит) месторождения и рудопроявления стратиформного типа (Тюп-Джергаланская группа). При этом концентрация меди предпочтительно образуется в терригенных осадках, а свинца и цинка – в карбонатных составляющих осадочного рудного комплекса. В разрезах и Каракольского, и Тюбского прогибов в медисто-терригенных комплексах отмечаются туфогенные породы.

В регионе господствовала аридная климатическая обстановка, что отразилось в накоплении красноцветных терригенных отложений в основании разреза с переходом в карбонатные толщи в верхней его части. И в терригенной, и в карбонатной частях осадконакопление сопровождалось эвапоритами: с горизонтами гипса, с прослоями доломита в южной окраине континента, с добавлением к ним горизонтов галита в северной (восток Терской хребта) окраине Кыргызского континента.

Терригенные отложения характеризуются палеороссыпями золота (в Чаткале). В карбонатной части разреза, в отдельных горизонтах, преимущественно битуминозно-доломитового состава, размещаются многочисленные проявления стратиформного полиметаллического оруденения (свинец, цинк, медь, серебро, флюорит, барит, ртуть). Ареалы минерализованных карбонатных пород наиболее широко распространены в хребтах Байдула, Молдотоо, Бозбутоо, Чаткальском и др., а также в Каратау (Казахстан). Свинцово-цинковое оруденение стратиформного (телетермального) типа сосредоточено в ряде рудных районах (Бозбутооский, Гава-Сумсарский, Молдотооский и др.).

Туркестанский палеоокеан в среднем девоне–раннем карбоне испытывал период максимального раскрытия. Субдукционные процессы в сторону Кыргызского континента, как указано выше, затухали.

Внутри палеоокеана находился континентальный блок, названный нами Алай-Уланским, в пределах которого в то время накапливались карбонатные осадки и щелочные базальтоиды. Допускается связь с этим этапом ранних стадий сурьмяно-ртутного рудообразования в эвапорит–магнезиально-карбонатных отложениях девона-карбона, обогащенных местами фтором и литием.

Под Кыргызский континент, начиная с раннего карбона как с севера, с начала турне, со стороны Джунгарского, так и с юга, с конца визе, со стороны Туркестанского палеоокеанов происходила субдукция океанической литосферы, и он оказался в “висячем” положении над двумя встречными полого, падающими слэбами. По-видимому, северная окраина Кыргызского континента развивалась по зондскому типу, так как за вулканической дугой в районе заилийского хребта, к югу (современных координатах) продолжала господствовать морская обстановка, где начиная с девона вплоть до московского века верхнего карбона в непрерывном разрезе отлагались в основном терригенные осадки с индикаторной медной минерализацией, в более удаленной части встречаются карбонатные разрезы.

Южная активная окраина Кыргызского континента развивается по андскому типу. Возникает Чаткало-Сары-Джазский тыловой пояс сжатия с проявлением интрузивного магматизма, развитием надвигов и шарьяжей в направлении с юга на север и появляются Присонкульский и Куйлю-Сары-Джазский тыловые предгорные прогибы.

Мощные вулканоплутонические проявления Бельтау-Кураминского пояса, идущего с запада со стороны Узбекистана, продолжают до Чаткальского хребта. К востоку от Таласо-Ферганского разлома вулканизм значительного развития не имеет. Здесь он развит спорадически. К юго-востоку от оз. Сон-Куль в тектоническом блоке описаны лавы и туфы андезитобазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов, а в районе г. Нарын описаны вулканиды известково-щелочного состава, датированные средним-поздним карбоном (башкирско-московским веками). Создается впечатление, как будто в этом районе обстановка активной окраины континента не проявлена.

Однако наличие такой обстановки к востоку от Таласо-Ферганского разлома ярко демонстрирована наличием Чаткало-Сарыджазского пояса тылового сжатия (на генетические стороны этого явления впервые обратила внимание Р.Д. Дженчураева). Он выражен в образовании надвигов и шарьяжей с юга на север (в направлении, обратном надвиганию южной окраины Кыргызского континента), а также во внедрении цепи гранодиоритовых плутонов с оруденением порфир-типа. Здесь отмечается большая пестрота эндогенных рудных образований, однако с устойчивой ассоциацией (медь, золото, молибден, вольфрам, висмут). Выделен редкометалльно-золото-медный рудоносный комплекс с золото-медно-порфировой, скарново-золото-медной, скарново-золото-медно-редкометалльной рудными формациями.

К северу (в современных координатах) от него возникли тыловой Присонкульский и Куйлю-Сарыджазский прогибы, выполненные внизу и вверху разреза молассами, в середине терригенно-карбонатными и эвапоритовыми толщами.

По-видимому, большая часть южной активной окраины Кыргызского континента испытала тектоническую эрозию и уничтожена (поглощена) в процессе субдукции литосферы Туркестанского палеоокеана и вслед за ним также и Таримского континента (рис. 5.3). Об этом свидетельствуют следующие данные. Атбаши-Иныльчекский разлом с запада на восток косо срезает полностью вулканический пояс, слагающий южную часть активной окраины Кыргызского континента и являющийся продолжением Бельтау-Кураминского пояса, а восточнее, начиная с восточной части хребта Нарынтоо – и пояс тылового сжатия, представляющий собой северную часть названной активной окраины. Далее к востоку, в пределах КНР, полностью срезается также и весь Срединный и большая часть Северного Тянь-Шаня.

Возможно, аналогичные сокращения ширины Кыргызского континента имелись и в связи с северной субдукцией, связанной с Джунгарским палеоокеаном, а также в результате сжимающих деформаций внутри самого континента. О возможности последней обстановки свидетельствуют исчезновение переходных фациальных зон осадконакопления между Северным и Срединным Тянь-Шанем, фаунистических зон в районе юго восточной части Каракольского прогиба и др.

В позднем карбоне происходит закрытие Туркестанского и Ягнобского океанов, идет столкновение Кыргызского и Таримского континентов, и на всей этой территории возникают герцинские горные сооружения. Во впадинах региона формируются молассы (угленосная моласса в северной части и донгузской и кавакская свиты в южной части Северного Тянь-Шаня, минбугинская и коджагульская свиты и их аналогов в Срединном). В процессе длительного периода закрытия океана, начиная с башкирского века, формируются надвиговые структуры, шарьяжи, которые сыграли экранирующий

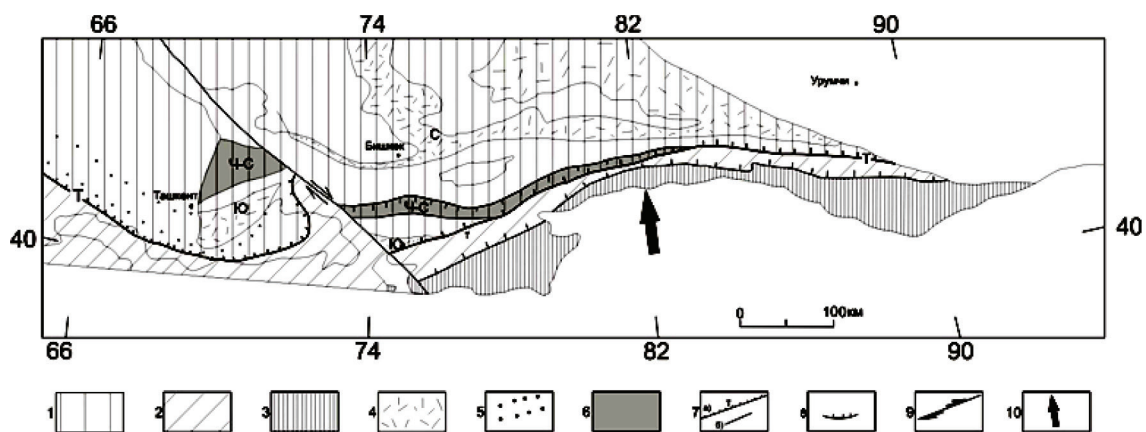


Рис. 5.3. Характер субдукционной тектонической эрозии южной части Кыргызского палеоконтинента:

1 – Кыргызский палеоконтинент; 2 – Южно-Тяньшаньская складчатая область; 3 – выходы фундамента Таримского массива; 4 – области распространения вулканических зон активной окраины континента: С – северной зоны, Ю – южной зоны; 5 – контуры распространения Бельтау-Кураминского вулканического пояса под кайнозойскими отложениями; 6. – Чаткало-Сары-Джазская зона тылового сжатия; 7 – главные разрывные нарушения: а) Т – сutura туркестанского палеоокеана, б) прочие разломы, 8 – региональные надвиги; 9 – региональные сдвиги (Таласо-Ферганский); 10 – направление субдукции Таримского палеоконтинента.

эффект для гидротермальных растворов. Здесь локализуется большинство межформационных рудных залежей джаспероидного типа Южноферганского (Туркестано-Алайского) сурьмяно-ртутного пояса.

Коллизионные процессы в пределах герцинид Южного Тянь-Шаня сопровождались внедрением гранитоидного магматизма, с которыми в восточной части этой складчатой области связаны ведущие редкометалльно-оловорудные месторождения Сарыджазского рудного района (Кургак, Трудовое, Уч-кошкон и др.), а также редкометалльная и золото-кварцевая рудные формации Чаткальского района (месторождения Бозымчак, Андагул и др. в Терек-Касанском рудном районе), ряд месторождений Кураминской металлогенической зоны на территории Узбекистана.

Эпигерцинский тафрогенез начинается в конце карбона, с момента смены моласс вулканитами щелочного состава ашукольторской свиты и её аналогов ранней перми в Северном Тянь-Шане, учарчинской свиты ранней перми в нарынском секторе Срединного Тянь-Шаня и рифтогенных вулканитов ранней перми в чаткальском его секторе. Косвенным признаком наступления тафрогенной обстановки в начале перми в Срединном Тянь-Шане служит также выведение глубинных пород высоких и сверхвысоких давлений (эклогитов с псевдоморфозами кварца по коэситу и др.) и наличие крупных их обломков в арпинской свите Атбашинского хребта. В Южном Тянь-Шане, по-видимому тафрогенез (если он здесь имел место) начинается позже, в сакмарском веке перми, так как более нижняя её часть тесно связана с молассами коллизионной обстановки. Она, по-видимому, продолжалась в течение всей первой половины перми. Регион испытывает общее поднятие, и формируются системы рифтов с отложением грубообломочных осадков, вулканическим излиянием, внедрением большого количества малых интрузивных тел чрезвычайно пёстрого состава от основного до ультракислого и обязательно с щелочным уклоном, вплоть до граносиенитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. В отдельных местах (в верховье р. Джангарт на востоке страны и верховья р. Сох на её западе, в пределах Южного Тянь-Шаня) появились даже карбонатиты. В целом для этой обстановки характерна редкометалльно-редкоземельная минерализация.

К концу этого времени произошло полное объединение всех континентальных структур Тянь-Шаня в единый континент. Структурная единица, объединившая Кыргызский и Таримский континенты (между Джунгарским океаном на севере и Гиссарским на юге), названа нами Тяньшаньским континентом. Южная окраина этого континента выделяется сутурной линией Гиссарского рифта (с океанической корой) и тем, что под него субдуцировал Каракумский континентальный террейн. Результаты этих процессов в пределах Кыргызстана наблюдаются в осевой части Туркестано-Алая, где формировались субдукционные гранитоидный и латитовый магматизм.

С менее глубинными S-гранитами этого района связаны редкометалльно-оловяные пегматиты и скарны. Более глубинные монцогранодиорит-лейкогранитные латитоидные комплексы I типа несут

месторождения золото-сульфидной скарновой, скарново-магнетитовой и золото-кварц-сульфидной гидротермальной формации.

В конце ранней перми ансамбль всех континентальных блоков вошел в состав единого Лавразийского суперконтинента.

В поздней перми–раннем триасе на всей территории Кыргызстана (и прилегающих регионов) господствовала внутриплитная обстановка. В отдельных прогибах накапливались подгорно-веррные грубообломочные отложения, иногда гипсоносно-красноцветные с горизонтами медистых алевропесчаников (Карачатырский прогиб, Тулейканская мульда). В верхах разреза отмечаются угленосные пропластки, риолитовые и дацитовые порфиры с туфами.

Магматизм внутриплитной обстановки характеризовался преимущественно щелочным составом, как интрузивного, так и частично эффузивного. Внедрились также и гранитные массивы, гранит-рапакиви, карбонатиты. С этими телами связано большое разнообразие рудных минеральных образований. Известны богатые алюминием сиенитовые массивы (Джумгалского и Алайского хребтов), месторождения редкоземельных элементов (Кутесайское в Заилийском хребте и др.), тантало-ниобатов, связанных с карбонатитами (в Кокшаальском и Туркестанском хребтах), золота (Макмальское в Акшийрякском-западном, Тоголок в Кокшаальском хребтах и др.). С этим этапом, по-видимому, связано также образование крупнейшего в Тянь-Шане ртутно-сурьмяного пояса (включая месторождения Хайдарканское, Кадамджайское и многих других).

Г. Мезозойско-кайнозойский мегаэтап в Тянь-Шане подразделяется на два этапа: платформенный и орогенный (рис. 5.4).

Г-1. Платформенный этап (триас–олигоцен) характеризуется господством внутриплитной спокойной тектонической обстановки. Преобладающая часть территории в триасе находилась выше уровня осадконакопления, и происходили процессы денудации и формирования мощных древних кор выветривания, имеющих важнейшее значение для познания экзогенной металлогении.

В среднем–позднем триасе происходило образование даек и экзотических трубок взрыва – диаметр, с которыми связаны проявления хромдиопсида, технических алмазов некимберлитового происхождения (гаумышский комплекс в Туркестано-Алае и кошмасайский комплекс в Чаткале–Кураме).

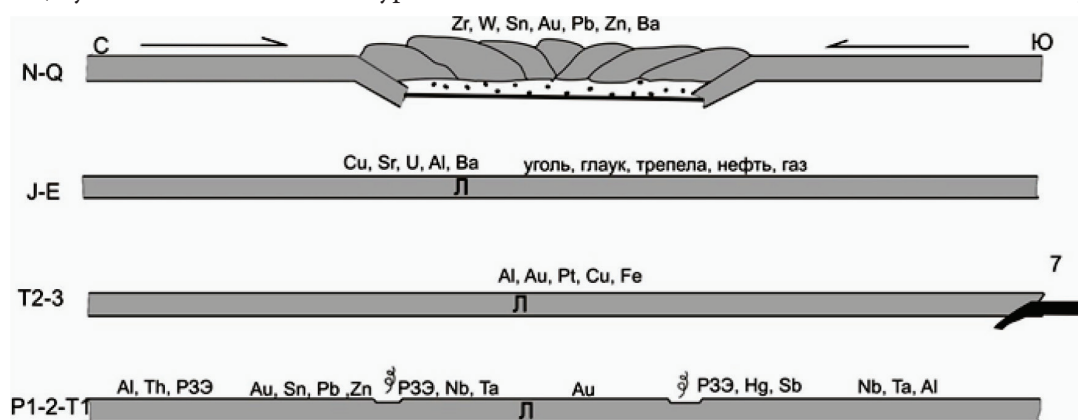


Рис. 5.4. Геодинамическо- металлогенические профили Тянь-Шаня. Условные обозначения приведены на рис. 5.1.

В позднем триасе (рэт)–юре формировались угленосно-терригенные континентально-лимнические отложения гумидного типа литогенеза. С ними связаны небольшие залежи осадочных руд алюминия (бокситов, аллитов, каолинитов), бурых железняков, марганца, а также ископаемых росыпей (золота, ванадиеносного титаномагнетита – кульсонита и др.). Бурокаменные угли зачастую ураноносны и германиеносны.

В мелу–раннем палеогене в западной части Тянь-Шаня (на территории Ферганской долины, Узгенской впадины, Алайского и Заалайского хребтов) господствовала лагунно-морская обстановка. Здесь отлагались красноцветно-пестроцветные карбонатно-терригенные комплексы переменного аридного и гумидного типа литогенеза. Осадочные образования аридного литогенеза сопровождалось накоплением сульфатно-соленосных (эвапоритовых) составляющих, с которыми связаны многочисленные проявления медистых песчаников и аргиллитов Южно-Тянь-Шаньского медоносного пояса, а также месторождения барита, серы и целестина, иногда полиметаллов Исфара-Баткен-Сузакской зоны. В то же время известны осадки гумидного литогенеза со специфическими битуминозными карбонатно-

терригенными отложениями и редкометалльно-радиоактивными горючими сланцами (Кочкор-Ата, Майлису и др.), а также глауконитовыми песчаниками и глинами южных предгорий Чаткала (район Кызыл-Токой).

Остальная часть территории Тянь-Шаня (горное обрамление Ферганы и все районы к востоку от Таласо-Ферганского разлома) находились выше уровня осадконакопления. Во многих местах в это время изливались щелочные базальтоиды, которые в последнее время связывают с мантийными плюмами и горячей точкой, указывающей движение континента с севера на юг. С этими базальтами связаны проявления россыпей благородных цирконов. С ними возможно связаны некоторые ртутные месторождения западной части Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, локализованные в отложениях мезозоя.

Г-2. Этап внутриплитного орогенеза (неоген–голоцен) характеризуется быстрым складчато-блоковым поднятием территории и формированием мощных молассовых комплексов. Минерагения этапа представлена полигенетическими комплексными россыпями золота, платиноидов, циркона, монацита, рутила, магнетита и других устойчивых минералов. Озерно-болотные торфяники, сапропелевые и другие илы обогащены в отдельных депрессиях редкометалльными и радиоактивными элементами. Солончаки и эвапориты содержат иногда высокие концентрации бора, рубидия, цезия.

Глубинные процессы, связанные с подъёмом горячих масс, формированием гранитных магм в нижней части земной коры, по-видимому обуславливали образование известных эндогенных гидротермальных месторождений полиметаллов, барита, флюорита, вольфрама, серебра юноальпийского возраста в отложениях палеогена–неогена хребтов Западный Акшийрак, Таласском, Ферганском и южного Прииссыккуля. С ними связаны также термоминеральные воды в отдельных районах, которые несут практически интересные концентрации лития, фтора, серы и токсичной ртути – аналога знаменитых источников Стимбот-Спрингс и Сульфур-Бэнкс в США.

5.2. ПЕРСПЕКТИВЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Изложенные в предыдущих главах основные этапы геодинамического развития земной коры Кыргызского Тянь-Шаня высветили главные закономерности размещения рудной минерализации в пространстве и времени. Базирующиеся на теории тектоники литосферных плит анализ геологических процессов, естественно может успешно выявлять закономерности размещения рудных месторождений и условия их формирования.

Новые геодинамические построения и полученные закономерности в размещении тех или иных видов минерального сырья, представленные в предыдущих главах, и положенные в основу металлогенического анализа несут в основном региональный характер и в дальнейшем могут служить для прогноза конкретных типов месторождений и использованы как руководство при поисково-съёмочных и разведочных работах.

В настоящее время первичные соотношения между структурно-вещественными комплексами значительно нарушены многократными тектоническими процессами, и большинство фрагментов этих комплексов находятся в тектонических блоках, образующих сложный структурный рисунок. В этой связи важным является диагностика и выявление принадлежности тех или иных структурно-вещественных комплексов к конкретной палеогеодинамической обстановке для дальнейшей интерпретации и прогнозирования возможной рудной нагрузки.

В кратком изложении даются перспективы различных видов оруденения, характерных для различных геодинамических обстановок, существовавших на территории Кыргызского Тянь-Шаня. В какой-то мере они могут быть и индикаторным типом для конкретных тектонических зон.

Ниже приводятся некоторые перспективные рудные комплексы, соответствующие обстановкам континентальных и океанических рифтов, пассивных и активных континентальных окраин, островодужных систем, коллизионных зон.

Изучение структурно-вещественных комплексов докембрийских, палеозойских и мезо-кайнозойских континентальных рифтогенных зон остается важнейшей задачей региональной металлогении Тянь-Шаня, поскольку они могут представлять собой породы с повышенным потенциалом рудных элементов, послуживших в последующем базой для возникновения месторождений крупного и среднего класса.

Описанные выше для территории Кыргызского Тянь-Шаня (глава 1 и 2) выступы древних комплексов глубокометаморфизованных пород являются фрагментами основания древних микроконтин-

нентов. Они заключают в себе целый комплекс разновозрастного оруденения, потенциал которых может в дальнейшем наращиваться при последующих геологических процессах.

Кристаллический фундамент (AR-PR₁) содержит в себе крупные проявления и месторождения графита, редких земель, тантала, ниобия, серного колчедана и др. На территории Кыргызстана выделяются два основных горнорудных района проявлений графита:

- 1) Сарыджазский (Куйлю-Адырторская зона на востоке Срединного Тянь-Шаня);
- 2) Менее значимые графитоносные площади в Терек-Кассанском и Таласском рудных районах.

Все графитопоявления в метаморфических толщах докембрия Тянь-Шаня объединяются в метабазит-метапелитовый СВК (толща Куйлю, семизсайская свита и их аналоги). Наибольший практический интерес представляют крупнообъемные стратиформные залежи чешуйчатого графита, локализованные в гранито-гнейсах и кристаллических сланцах толщи Куйлю архея-нижнего протерозоя (месторождения Куйлю, Арпатакыр, Каратор, Адыртор и др., Куйлю-Адырторской рудной зоны).

Перспективы комплексного освоения и использования графитового оруденения с сопутствующими минеральными ресурсами определяются целым рядом благоприятных факторов – положительных оценочных критериев (Турдукеев, Рыков, Чукулов, Байбулатов, 1995), основными из которых являются:

- наличие больших запасов дефицитного крупночешуйчатого графита в экономически важных горнорудных районах;
- выдержанность по составу и мощности протяженных рудоносных горизонтов;
- небольшая доля вредных примесей в доминирующих вкрапленных рудах;
- легкая обогатимость графитовых руд флотационным методом, что позволяет получать высоко-сортный графит и стандартный концентрат;
- комплекс важнейших свойств природного графита как заменителя множества материалов, в том числе в новых технологиях;
- возможность попутной добычи ценного природного сырья, таких, как кварциты, кислото- и огнеупорные материалы (фтаниты-лидиты), облицовочно-декоративные (мрамора, офикальциты) и другие породы, перекрывающие местами графитовые залежи.

Кроме отмеченных проявлений, в этих же древних блоках имеется высокий потенциал появления алмазов не кимберлитовой природы:

- 1) рутил-эклогитовый тип в эклогитоносном метапелит-метабазитовом глубинном меланже архея-нижнего протерозоя (Атбашинский, Актюзский и Макбальский СВК);
- 2) редкометальной щелочно-мафит-ультрамафитовой (лампроитоидный) тип пермо-триаса Туркестано-Алая (Гаумышский комплекс).

Рутил-эклогитовый тип, установленный А.Б.Бакировым и К.С.Сакиевым в Атбашинском хребте (Кумбель-Чолокторская эклогитоносная площадь) и в западной части Кыргызского хребта (Макбальская эклогитоносная площадь), представлен минеральными ассоциациями алмазоносных эклогитов (см. раздел 1.3). Здесь предполагается обнаружение алмазов Северо-Казахстанского типа. По аналогии с ними потенциально алмазоносными являются также и эклогиты Актюзского района.

По данным Р.Г.Юсупова (1993), ареалы потенциально алмазоносных мафитов в сутурных зонах среди эклогит-гранито-гнейсового кристаллического фундамента Тянь-Шаня намечаются в Приташкентском, Чаткало-Кассанском и Атбашинском районах.

Лампроитоидный тип может быть характерен для пород с повышенной магнезиальностью, калиевостью и минеральными обособлениями зеленого хромдиоксида, что является сходным с трубками взрыва – потенциального источника алмазов не кимберлитового происхождения. С этой точки зрения в центральной части высоких предгорий Туркестано-Алая имеются экзотические субплутонические образования Гаумышского комплекса. Они представлены дайками аканталитов, субщелочных базальтоидов, лампрофиров, камптонитов и др., сопровождаемых эруптивными брекчиями и трубками взрыва (диатремы Гаумыш, Раджаякуб и др.).

В западной части Срединного Тянь-Шаня в аналогичных лампроитоидных образованиях щелочно-ультрамафитового типа (Кошмансайская и другие диатремы в зоне Угам-Кумбельских разломов) выявлены технические сорта алмазов. Мелкие (до 0,1 мм) кристаллы алмазов загрязнены графитом и близки к карбонадо (Юсупов, 1993). По сводкам этого автора, в орогенных областях Тянь-Шаня выделяются следующие ареалы щелочно-базальтоидных формаций, потенциально-продуктивных на алмазы: Срединно-Тяньшаньский, Нарыно-Большекаратауский, Нуратинский, Букантауский и Южно-Гиссарский. В Гиссаро-Дарвазском ядре Южного Тянь-Шаня также широко развиты трубчато-дайковые

тела щелочных мафитов и базальтоидов, включая графитистые пикриты (трубки взрыва Даштимазар, Калач, Курбан и др.), связанные, по мнению И.Б.Мушкина и Р.Г.Юсупова, с продуктами мезозойского, так называемого финального вулканизма.

Следует отметить потенциальный высокоперспективный источник рутилового сырья для получения титана. К нему относятся породы эколгитоносного метапелит-метабазитового СВК архея-нижнего протерозоя (Актюзский и Макбальский районы). Здесь наибольшей рутилоносностью обладают амфиболитизированные эколгиты и гранатовые амфиболиты, в которых содержание чистого рутила составляет в среднем до 5–7%. По данным специальных исследований (Бакиров и др., 1992), эколгиты с содержанием рутила от 3 до 4 % считаются рутиловой рудой.

Помимо этого, эколгитоносные комплексы Актюза и Макбала несут высокие концентрации циркона (до 10 %), скопления омфацита и глаукофана – ценных кислотоупорных вяжущих материалов, мономинеральных кварцитов, содержащих до 95–98% кремнезема, а также мелкочешуйчатых слюд (40–50% мусковита от общего объема породы), необходимых для электротехнической, радиоэлектронной, химической, лакокрасочной, сельскохозяйственной и других важных отраслей современной промышленности.

Таким образом, эколгитоносные метаморфические образования на территории Кыргызстана являются комплексным минерально-сырьевым источником для получения концентратов рутила, граната, гранулированного кварца, циркона, слюд, омфацита и глаукофана.

С обстановкой древней пассивной окраины континента связаны колчеданные руды, перспективы которых не могут ограничиваться только известными месторождениями массивных колчеданных руд в графитистых кристаллических сланцах Ачикташа, Урюкты, Каинды и Чаныке. Возможно обнаружение аналогичных объектов в районах еще не открытых эрозией.

В этап формирования рифтогенных зон происходило накопление вулканогенно-осадочных рудовмещающих пород в грабеновых структурах, чем и была обусловлена основа для последующего формирования различных типов оруденения: начиная от золоторудных, колчеданных, медистых песчаников мансфельдского типа, полиметаллических, урановых, железорудных до эвапоритов.

Данные по позднерифей-вендской деструкции континентальной коры и формированию океанической структуры показывают наличие привноса Au, Cu, W, Pb, Ag, Mo, P, V, Ni, Mn, Rb, Li, F и редкоземельных элементов. Это происходило в связи с вулканической деятельностью в условиях рифтогенеза, а затем, в позднем венде в режиме пассивной окраины на плече Таримского континента, происходило накопление мощных (до 3000м) серий тиллоидных отложений, перемежающихся с алевролитами, аргиллитами, углеродистыми и кремнистыми сланцами (джетымская серия). С деструкцией континентальной коры тесно ассоциирует золото-вольфрам-колчеданная (месторождение Кумтор) и гематит-магнетитовая рудная минерализация (Джетымский железорудный бассейн).

Золото-редкометалльно-железородно-тиллоидно-сланцевый комплекс вендского возраста составляет основу Кумтор-Тарагайской и Джетымской РЗ, фланги которых перспективны для обнаружения новых золото-редкометалльных месторождений Кумторского типа. Предпосылками для этого являются:

- 1) регионально повышенный геохимический фон золота и вольфрама в рудовмещающей джетымтауской свите. Выходы ее трассируются совмещенными аномалиями золота, шеелита, барита и пирита;
- 2) наличие мощной и протяженной (при ширине до 2 км и протяженностью более 40 км) поднадвиговой зоны смятия «черносланцевого субстрата» и гидротермально-метасоматической ее проработки;
- 3) парагенезис золото-редкометалльных и железорудных залежей, свойственный углеродисто- и железисто-кремнисто-сланцевым отложениям докембрия Среднего Тянь-Шаня.

Увеличение перспектив Кумтор-Тарагайской металлогенической зоны необходимо связывать не только с глубокими горизонтами Кумторского рудного поля, но и с ее западным (Акбельская площадь) и восточным (Чомойская площадь) флангами. Благоприятными зонами для рудоносности здесь являются участки выходов тектонизированных и гидротермально измененных пиритоносных углеродистых сланцев джетымтауской свиты, залегающих на вулканогенном субстрате свиты Большого Нарына.

В колчеданистых, золото-шеелит-пирротин-пиритовых рудах Кумтора отмечаются повышенные концентрации палладия (первые г/т) и платины (до 0,4 г/т). Качественная база извлекаемых элементов на месторождении Кумтор может быть существенно расширена за счет рассеянных элементов, по аналогии с соседним Казахстаном, где в мощных зонах смятия позднедокембрийско-нижнепалеозойских углерод (шунгит)-содержащих толщах имеются высокие содержания элементов платиновой группы (Карельский тип поликомпонентных платиносодержащих месторождений).

В условиях перехода дивергентно-спрединговой геодинамической обстановки (V_2 - E_1) в субдукционную (E_2 - O_1) при формировании шарьяжных покровов спрединговых зон задугового бассейна и симатической островной дуги (E_2 - O_1) на Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент формировались ванадиеносные титано-магнетиты (TR, Ti, V, P), в габбро-гипербазитах. К ним относятся Балачиканская и Каиндинская группы проявлений, которые перспективны на железо-титан-ванадиевое оруденение Качканарского (Южно-Уральского) типа (Бакиров, Сакиев, 1987). Сопутствующими полезными компонентами здесь могут быть медь, хром и платиноиды.

Помимо этого, большие перспективы сулит золото-лиственитовый апогаббровый тип оруденения (рудопроявления Айбольчо, Кичи-Каинды), где основными рудными компонентами являются Cu, Au, P и золото-кварц-сульфидный и золото-кварцевый тип оруденения. Последними разведочными работами подтверждены хорошие запасы золота, которые могут быть увеличены за счет более глубоких горизонтов и флангов месторождения Айбольчо.

Палеозойская история Тянь-Шаня характеризуется наибольшими проявлениями эндогенного оруденения в самых различных геодинамических обстановках и перспективами открытия новых объектов.

Наибольшее разнообразие оруденения связано с субдукционными обстановками. В островодужных условиях были образованы золото-молибден-медно-порфиновые месторождения (Кепташ-Джумгалская зона, Киргизский хребет). Помимо уже открытых на сегодняшний день месторождений, следует отметить возможность открытия такого типа объектов в районах нескрытых эрозией монцитонитовидных интрузивных тел раннепалеозойского возраста в Кунгей и Терской Ала-Тоо.

Месторождения, связанные с обстановкой девонской активной континентальной окраины [эпикаледонского тафрогенеза], характеризуются наличием медно-золото-порфирового оруденения в поднадвиговых зонах (Талдыбулак Левобережный). Существующие мощные зоны дробления и меланжа древнего кристаллического фундамента являются перспективными на флангах и более глубоких горизонтах.

Геодинамические процессы, связанные с последующими субдукционно-**коллизионными** процессами при закрытии Туркестанского палеоокеана в позднем палеозое, стали определяющими в формировании Тыловодужного магматического пояса в Срединном Тянь-Шане и связанной с этим пространственной и возрастной сопряженности продуктивных ассоциаций золото-медь-висмут-вольфрамового оруденения с монцитонитовидными многофазными комплексами (Дженчурева, 1998, 1999). Пояс этот протягивается вдоль Ишим-Нарынской сутуры (Линии Николаева).

Для этого периода характерно появление многочисленных золото-медных, золото-вольфрамовых, медно-молибденовых, золото-редкометалльно-колчеданно-черносланцевых и др. месторождений (Кур-Тегерек, Турпак-Тушту, Кумбель, Кумтор, Кашка, Кенсу, Моло-Сарычат и др.).

Месторождение Кумтор описано в связи с формированием Ишим-Нарынской сутуры как производное от континентального рифтогенеза R-V и формирования первичных накоплений золото-вольфрамовой минерализации в V. В последующем его формирование связывается с активной окраиной Туркестанского палеоокеана и появлением тыловодужного пояса в Срединном Тянь-Шане с серией рудных полей с золото-вольфрамовыми месторождениями. В этой связи следует отметить возможность открытия новых рудных золото-вольфрамовых месторождений в отмеченном тыловодужном магматическом поясе в ареале еще нескрытых эрозией позднепалеозойских интрузивных комплексов и за пределами территории Кыргызстана – в Казахстане и Китае.

Для позднекарбон-раннепермского времени в Срединном Тянь-Шане перспективы редкометалльных золото-медных, золото-полиметаллических, полиметаллических, боратовых и др. месторождений (Кичи-Сандык, Гавасай, Бозымчак, Алмасай, Макмал и др.) могут быть увеличены за счет обнаружения новых типов оруденения (редкометалльного и редкоземельного), связанных с щелочными интрузивными телами пермо-триаса (гакманитовые фояиты, сиениты) в Гавасайском рудном поле. Последние связаны с внутриплитным рифтогенезом [эпигерцинским тафрогенезом] и горячими точками.

Закрытие Туркестанского палеоокеана в карбоне ознаменовалось коллизионными и мощными шарьяжными процессами и формированием коллизионных плутонических комплексов (C_3 - P_1). Для этого времени характерно формирование самого разнообразного рудного спектра полезных ископаемых, представленного многочисленными типами рудной минерализации:

- в Сарыджазском рудном районе формируется Иньльчекский оловорудный пояс с олово-вольфрамовыми и оловянными месторождениями (Ташкоро, Трудовое, Учкошкон, Суходол, Чонкызылсу и др.). Рудная минерализация данной зоны связана с кислыми и ультракислыми интрузиями оловоносного гранодиорит-гранитного комплекса (Дорошенко и др., 1970). Потенциал

оловорудного пояса заключается в приросте запасов за счет глубоких горизонтов и вовлечения в производство редкометалльных пегматитов.

- с гранитоидами Кичикалайского и Караказыкского пермских интрузивных комплексов связывается формирование золото-медно-редкометалльных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Алтын-Джилга, Караказыкская группа, Чакуш, Каракала, Ничкесу, Сухое Озеро, Турук, Апрельское, Чалкуйрук-Акджилга, Акжол, Тахтазан и др. (Никонов и др., 2004_{1,2}).

К эпизоду внутриплитного внедрения анорогенных гранитов А-типа в Тянь-Шане также приурочена золоторудная минерализация, представленная, например, таким промышленно важным месторождением, как Макмал. Аналогичным примером могут быть в Среднем Тянь-Шане такие месторождения и рудопроявления, как Узун-Булак, Четкисай, Кенсу и др., потенциал которых может быть увеличен при разведочных работах на флангах и глубоких горизонтах.

В Чаткало-Кураминской зоне широко проявленный рифтогенез представлен серией узких грабенов (Большой Кассанский, Малый Кассанский, Чаначский, Кугалинский, Гавасайский, Теньгинско-Шекаптарский, Чадакский, Кумлай-Коксарекский, Бозботоуский, Чаактауский и др.), выполненных субщелочными базальтоидами и андезитами трахибазальт-трахиандезитовой формации.

Грабены, выполненные осадочными и вулканогенными породами, сформировавшиеся в областях растяжения при столкновении континентов, представляют собой потенциальные структуры для обнаружения золоторудных месторождений. Примером могут служить вулкано-тектонические грабенообразные структуры бассейна реки Кассан (Чаткальский хребет), сформированные после коллизии Таримско-Алайского и Кыргызско-Казахского микроконтинентов (C_3 - P_1). Для этого времени, по данным М.Геся (2008), характерна обширная переработка покровов андезито-дацитов в пределах Большого Кассанского грабена с формированием зоны каолинизации с крупными залежами вторичных монокварцитов и интенсивно окремненных пород. В них установлено присутствие очень мелкого, практически пылевидного и дисперсного золота, которое сопровождается порошковатой гематитовой и киноварной минерализацией, образуя кварц-киноварь-золоторудную ассоциацию. Содержание золота здесь установлено пока от следов до 10 г/т. В этой связи, с учетом аналогов в других регионах мира, в зонах гидротермально-метасоматических изменений вулканитов в Большом Кассанском грабене на более глубоких горизонтах можно ожидать богатое золотое оруденение.

В бассейне р. Кассан широко проявлен класс золоторудных и золото-сурьмяных месторождений джаспероидного типа:

- сурьмяная и золото-сурьмяная минерализация размещены в окварцованных мраморных брекчиях (джаспероидах) в межформационных срывах поднадвиговых зон (Терексай, Иштамберды).
- золото-ртутно-полисульфидная низкотемпературная минерализация (Au, Cu, Pb, U, Th, Hg) в медистых песчаниках и трахиандезитах пермской манакамской свиты (Кассан).

К образованиям внутриплитного этапа относятся и другие аналогичные месторождения джаспероидного типа – это Хайдаркан и Кадамджай. Для месторождений джаспероидного типа характерно наличие надвига сланцев S-D на известняки C_{1-2} , что является положительным фактором для поисков аналогичных структур и в других районах.

Другой тип ртутной минерализации сформирован в листовниках, пространственно приуроченных к офиолитам сутурной зоны Туркестанского палеокеана (Чонкой). Этот тип оруденения является промышленно важным в настоящее время.

В Южном Тянь-Шане в условиях внутриплитной обстановки формировались граниты рапакиви, рудоносность которых отвечает широкому качественному диапазону рудных элементов: редкоземельно-редкометалльной (Сарысай) и золоторудной минерализации (Тоголок, Джангарт).

Металлоносный пестроцветный эвапорит-карбонатно-терригенный СВК мел-палеогенового возраста включает несколько рудоносных формаций. Среди них наибольший интерес в отношении благородных металлов представляют меловые медистые песчаники и сланцы мульд Алайку и Ойтал-Кундука в Восточном Алае. Здесь битуминозные песчано-алевросланцевые отложения протяженного (несколько км) голубого горизонта обогащены медью, свинцом, цинком, серебром и другими металлами, которые иногда сопровождаются повышенными концентрациями (до 0,1 г/т) легких платиноидов, золота, селена и рения.

По аналогии с подобным рудоносным цехштейном перми имеются геолого-геохимические предпосылки нахождения поликомпонентных стратиформных залежей, подобных Силезско-Мансфельдскому типу.

Таким образом, описанные тектонические обстановки и связанное с ними оруденение в какой-то мере могут являться ключом для прогнозирования и открытия новых месторождений или отдельных новых рудных тел вблизи существующих действующих предприятий.

К началу 90-х годов прошлого столетия, то есть накануне распада СССР и обретения Кыргызстаном суверенитета, у нас было открыто около 17 000 месторождений металлических полезных ископаемых. Около 1000 из них считались перспективными для промышленной отработки. На 300 месторождениях проводились предварительные геологоразведочные работы. В советское время Кыргызстан производил 100 % сурьмы, 70 % ртути, 25 % урана б. СССР. Работали пять металлургических комбинатов (Хайдарканский ртутный, Кадамджайский сурьмяный, Макмальский золоторудный, Северокыргызский редкоземельный, Карабалгинский редкометалльный), позже начал работать Кумторский золоторудный. Действовало 8 угольных шахт, «Кыргызнефтегаз», ряд курортов на основе подземных термо-минеральных вод. На их базе возникли крупные города и населенные пункты городского типа.

Кроме золота, ртути, сурьмы, которые разрабатываются, у нас имеются многочисленные запасы рудных полезных ископаемых, разведанных и подготовленных к эксплуатации. Это месторождения олова, вольфрама, висмута, колчеданных руд. До конца не отработано месторождение редкоземельных элементов. Установлены месторождения меди, молибдена, алюминия, железа, ванадиеносного титаномагнетита.

Понятно, что всё большое разнообразие минеральных образований, которым обладает Кыргызстан, на сегодня не представляет собой в одинаковой степени экономическую ценность. Их значимость определяется историческими обстановками, возникновением практической потребности на те или иные виды минеральных образований. То, что сегодня не имеет большого экономического значения, завтра может стать ценнейшим ресурсом. Это обстоятельство хорошо можно иллюстрировать на следующих примерах. Геологи Кыргызстана не раз выручали великую Советскую державу в труднейших для неё ситуациях

Первый раз во время Великой Отечественной войны единственное в СССР разрабатываемое месторождение ртути на Украине было захвачено немецкими фашистами. Из ртути делают детонаторы, без него не стреляет ни винтовка, ни пушка. Враг полагал, что Советской армии конец, снаряды и пули не будут пущены в сторону немецких войск. Предвкушая скорую победу, он потирал руки. В это время геологи Кыргызстана открыли Хайдарканское ртутное месторождение и одновременно с разведкой начали промышленную разработку. Советская армия без остановки продолжала громить врага. Этот рудник действует и сегодня и приносит свои плоды современному Кыргызстану.

Во время войны, кроме того, на территории Кыргызстана добывались вольфрам, необходимый для изготовления брони, свинец – для производства патронов (пуль) и другие виды сырья для нужд военной промышленности.

Второй раз, после Великой Отечественной войны империалисты начали угрожать СССР ядерной дубинкой. Срочно надо было найти сырьё для изготовления атомной бомбы. Тогда геологи Кыргызстана за короткий промежуток времени нашли на территории республики ряд урановых месторождений. Из публичных выступлений академика А. П. Александрова, возглавлявшего в то время группу по созданию ядерного оружия, следует, что урановая руда из Кыргызстана служила сырьём для создания первой атомной бомбы в СССР. Позже острота на урановые руды несколько спала, основные урановые месторождения в Кыргызстане в основном были отработаны и работы по добыче этого металла здесь прекращены.

Третий раз в 60-е годы прошлого столетия весь Запад перешел на цветное телевидение, СССР оставался на черно-белом из-за отсутствия сырья редкоземельных элементов, необходимых для изготовления полупроводников. Тогда ученые Института геологии АН Киргизской ССР предложили месторождение редкоземельных элементов вблизи Актюзского полиметаллического месторождения, которое уже отработывалось. Оно тогда было единственным в СССР месторождением такого типа. Введение его в эксплуатацию очередной раз вывело великий Советский Союз из трудного положения. После распада СССР разработка этого месторождения прекращена, хотя запасы ещё не были исчерпаны.

О золотоносности Кыргызстана. В 60-е годы прошлого столетия Министерство геологии СССР не стало финансировать поиски золота в Кыргызстане. Тогда поисково-разведочные работы финансировались поэлементно. Мингео СССР посчитало, что территория нашей республики не имеет перспективы на золото, основное внимание здесь уделялось ртути и сурьме. Но геологи республики, изучавшие условия локализации месторождения золота, пришли к выводу, что Кыргызстан является перспек-

тивным на этот вид сырья, и часть средств, предусмотренных на ртуть и сурьму, пустили на поиск и разведку золота. В результате были открыты месторождения Макмал, Джеруй, Талды-Булак–Левобережный, Кумтор и десятки других. Плоды тех драматических работ пожинаем сегодня. Золото теперь является самым крупным привлекательным и инвестируемым объектом в Кыргызстане.

Зараженность территории Кыргызстана золотом очень высокая. По данным геологов Министерства природных ресурсов (Никоноров, Караев, Борисов и др., 2004), здесь выявлено 2700 коренных и 170 россыпных проявлений, около 1000 литогеохимических и 500 шлиховых ореолов золота, рассредоточенных почти по всей территории страны. Из них выделены 14 крупных и средних (с запасами и прогнозными ресурсами золота более 25 т), 70 более мелких (1–25 т золота) коренных месторождений, около 600 рудопроявлений и большое количество рудных точек. (Поисково-разведочные работы продолжаются, и приведенные здесь цифры, естественно, будут претерпевать изменения.) В настоящее время по производству золота Кыргызстан занимает третье место в СНГ (после России и Узбекистана), а на душу населения наша страна (4,8 г/чел.) занимает шестое место в мире, уступая лишь пяти странам: Австралия – 16,6 г/чел., Папуа – Новая Гвинея – 16,5 г/чел., ЮАР – 10,5 г/чел., Канада – 6,2 г/чел. и Перу – 5,8 г/чел.

Перед группой ученых-металлогенистов Кыргызстана, которую возглавляет академик Р.Д. Дженчураева, теперь стоит задача прогноза не просто крупных, а гигантских месторождений золота, типа Кумтора. Геологические условия благоприятствуют этому.

В советское время в нашей республике агроруды не изучались, так как не было в них нужды. В настоящее время в Кыргызстане остро стоит проблема агроруд. Имеются 1,2 млн га пахотных земель, 0,7 млн га (60 %) из них деградировано. Урожайность культур снизилась на 50 % от уровня советского времени. Соответственно недополученная ВВП составляет около 8 млрд сомов. Ежегодно остается около 100 тыс. га неиспользованных пахотных земель (из-за засоления, подтопления, заросли камышом и др.). Недополученная (упущенная) прибыль с этих земель составляет 2 млрд сомов в год.

Сельское хозяйство страны в настоящее время нуждается в решении следующих комплексных проблем: 1) обеспечение фермеров минеральными удобрениями, мелиорантами и детоксикантами; 2) обеспечение животноводство кормовыми добавками; 3) нейтрализация засоленных почв и возвращение выбывших из оборота площадей; 4) улучшение экологического состояния почв.

Все эти проблемы можно решить путём введения в действие открытых в Джалал-Абадской области природных минеральных удобрений, детоксикаторов, мелиорантов и кормовых добавок: глауконита, зеленых глин (монтмориллонит + тонкодисперсный глауконит), трепела, гипса и доломита. Эти минеральные образования обладают следующими особенностями.

Глауконит, зеленая глина и трепел обладают высокими абсорбционными и катионообменными свойствами. Они абсорбируют нефтепродукты, тяжелые металлы, радионуклиды и токсичные соединения и обогащают почву питательными веществами.

Глауконит используется как бесхлорное калиевое удобрение. Повышает урожайность всех видов культур, конкурентоспособные качества фруктов и ягод, улучшает их вкус, лежкость и сохранность урожая, **увеличивает** размер фруктовых и ягодных плодов.

В животноводстве глауконит, зеленая глина и трепел используются в качестве кормовой добавки. Они очищают организм животных, выводят из организма продукты метаболизма и являются альтернативой антибиотикам и другим химическим препаратам при многих заболеваниях.

Глауконит, зеленая глина и трепел улучшают экологию почв. Обладая свойством поглощать токсичные соединения, снабжают почву полезными микроэлементами. Устраняют в почве излишние хлор и аммиак. Поэтому используя эти минеральные образования можно выращивать экологически чистую продукцию с хорошими вкусовыми качествами. Они применяются как детоксикатор, очищают технически загрязненные поля от вредных веществ, используются для рекультивации истощенных земель, при ликвидации загрязнений грунта и восстановления почвы в экологически неблагоприятных районах.

Гипс и доломит в сельском хозяйстве могут быть использованы для решения трех задач. Во-первых, они представляют собой бесценное сырьё для нейтрализации засоленных почв. По разным источникам, в нашей стране насчитывается от 400 до 630 тыс. га засоленных и солонцеватых земель, на которых урожайность сильно упала. Для их нейтрализации потребуется лишь внесение тонкоразмолотого «сырого» гипса и доломитовой муки в почву. Во-вторых, гипс и доломит оказывают «мобилизующее» действие на те химические элементы, которые хотя и находятся в почве, но не могут быть усвоены растениями. Гипсование и известкование почв оказывают эффект калийного удобрения, увеличивают

также растворимость труднорастворимых соединений фосфора и повышают эффект действия фосфорных удобрений. В-третьих, гипс и доломит могут быть использованы в качестве прямого удобрения. Внесение гипса в почву обогащает её серой и кальцием и дает значительное повышение урожайности зерновых культур, хлопка, сахарной свеклы, люцерны, ранней капусты, помидора. Доломит же обогащает почву кальцием и магнием, который входит в состав хлорофилла и участвует в фотосинтезе.

Приведенные минеральные образования каждые в отдельности могут быть с успехом использованы в сельскохозяйственной деятельности. Однако возможно совместное их применение, и совокупное их действие должно быть значительно более эффективным. Закон эмерджентности должен действовать. Исследование этого вопроса – дело научных работников сельского хозяйства.

Кварцевое сырьё. Еще недавно кварц (кроме горного хрусталя) не рассматривался в качестве полезного ископаемого. В приборах, используемых в информационной и нано-технологиях, в качестве сырья используют кристаллы металлического кремния, и кварц сегодня представляет собой большую ценность. В Кыргызстане построен завод «Кристалл», предполагается построить еще два. Перед геологами стоит задача обеспечения их надежными запасами кварцевого сырья.

В настоящее время фактически старательскими методами работ в Кыргызстане обнаружено некоторое количество месторождений кварцевого сырья. Однако поисковые работы должны быть основаны на научном анализе, на объективных поисковых критериях. Геологические и физико-химические условия образования кварцевых жил в настоящее время хорошо выяснены. Детальное минералогическое картирование позволит определить направление поисковых работ.

В настоящее время Кыргызстан остро нуждается в топливно-энергетическом сырье. В советское время он славился богатством своих месторождений ископаемого угля. Нашу республику называли «кочегаркой Средней Азии». Добыча угля достигала 4,5 млн. тонн в год, и намечалось ее довести до 5 млн. тонн. Общие геологические запасы угля исчисляются в размере 32 млрд. тонн, а подсчитанные и принятые на учет запасы составляют 1 млрд. тонн. Сюда относятся месторождения Сюлюкту, Кызыл-кыя, Кокджангак, Ташкомур, Кавак, Каракече, Каджысай, Жыргалан и др. На основе многих из них возникли крупные одноименные им города. То, что мы сегодня испытываем недостатки в угле, является результатом только неумения организовать нормальное производство в этой области.

Нефть и газ представляют собой острую потребность в Кыргызстане. На этот вид сырья территория Кыргызстана была исследована слабо. Только в Ферганской его части имеются месторождения нефти, и здесь находится и работает «Кыргызнефтегаз», обеспечивая часть потребностей нашей страны в нефти, газе и нефтепродуктах (мазут, дизельное топливо, бензин).

В советское время основное внимание уделялось изучению крупнейших нефте-газовых провинций, таких, как Западная Сибирь, Западное Приуралье, бассейн Каспийского моря, Туркменистан, Казахстан и др. В то время в Средней Азии основное внимание уделялось нефте-газоносности мезозой-кайнозойского времени. Считалось, что для накопления таких месторождений необходимо наличие крупных водных бассейнов с мощным и богатым осадконакоплением. Кыргызстан считался перспективным на нефть и газ, так как таких бассейнов на территории Кыргызстана в мезозой-кайнозойское время не было, кроме Ферганской долины. На нефтегазоносность палеозойских отложений в Средней Азии в то время особого внимания не уделялось.

После приобретения суверенитета в нашей стране были проведены исследования в двух направлениях: поиск нефтематеринских осадочных толщ и экрана, покрывающего и сохраняющего нефте-газо-накопления от улетучивания. Результаты работ являются положительными. Изучением палеозойских (девон-карбон-пермских) отложений Южного и Среднего Тянь-Шаня установлено наличие мощных нефтематеринских отложений [Дженчураева, Гетман, 2010]. Поиск экрана пока продолжается. Сами палеозойские толщи сильно деформированы, разбиты на блоки, что затрудняет создание экрана.

Разрабатывается идея о поднадвиговой нефти. Она заключается в следующем. В процессе горообразовательных процессов поднятые горные массы часто надвигаются на осадочные образования впадин. Поверхность надвига, сильно перетираясь и уплотняясь, становится экраном и удерживает нефть и газ от улетучивания. Такие надвиги в Тянь-Шане установлены и закартированы. Во многих западных странах эта идея апробирована. Имеется множество примеров обнаружения поднадвиговой нефти (в США, Австрии и других странах).

Очень перспективным в этом отношении является Заалайский хребет. Он представляет собой фронтальную часть Памирской дуги, который по палеомагнитным данным переместился с юга на север на 300–500 км. При этом юрско-меловые углеводородсодержащие морские отложения были скучены и

собраны перемещаемой массой, как перед бульдозером, и затем были покрыты ими мощными надви-гами. Чтобы достичь нефти и газа, необходимо пробурить надвинутые массы.

Практически неисчерпаемы запасы интрузивных тел нефелиновых сиенитов, которые могут быть использованы для производства глинозема (алюминиевого сырья), поташа, соды, цемента и попутного извлечения редких земель (галлия, рублидия, цезия, ниобия и тантала). Они развиты как в пределах Северного, так и в пределах Южного Тянь-Шаня. Ждут своего детального исследования метаморфогенные месторождения глинозёма (Al_2SiO_5): андалузита, силлиманита, дистена. Крупные залежи андалузита и силлиманита, образующие пласты мощностью 7–10 м, протяженностью на многие километры встречены в составе Туркестанского метаморфического комплекса, в верховье р. Кырк-Булак. Месторождение андалузита имеется в западной части Кыргызского хребта, в верховье р. Кенкол в составе одноименного метаморфического комплекса. В виде отдельных гнезд встречаются проявления крупнокристаллических андалузита, дистена и реже силлиманита в Чаткальском хребте в составе пород наложенного зонального метаморфизма Касанского метаморфического комплекса.

Особо следует сказать о крупнейших запасах волластонита в Чаткальском хребте, обладающего высокими качествами. Он может быть использован во многих отраслях народного хозяйства: для улучшения качества продукции шиферного производства, керамической и фарфоровой промышленности. В горах Бозбутоо имеются крупные месторождения фарфорового камня, а в хребте Куйлю – высококачественного графита.

Бесценным богатством недр Кыргызстана являются подземные воды. На основе термальных лечебных вод у нас действуют великолепные курорты и санатории: Джети-Огуз, Жыргалан, Аксуу, Тамга, Ыссык-Ата, Джалал-Абад. Почти не используются многочисленные источники наших лечебных минеральных вод, которые по разнообразию состава и лечебным свойствам не уступают известным кавказским минеральным водам. В каждой долине у нас имеются артезианские бассейны, которые используются для питья и орошения земель.

Кроме всего этого, в нашей стране имеются крупнейшие запасы месторождений мрамора, гранита, сиенитов, ракушников, цементного сырья, керамзитовых сланцев, глин керамических и кирпичных, кварца стекольного, базальта для производства минерального волокна, флюорита, гипса, каменных солей (как пищевых, так и кормовых). Геологические данные позволяют прогнозировать большие перспективы минеральных месторождений. Имеются возможности открытия новых типов месторождений золота с крупными запасами, платиноидов, редкоземельных элементов, алмазов, а также нефти и газа.

ГЛАВА VI. НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (В.В. КИСЕЛЕВ)

После выявления сложного чешуйчато-складчатого строения подвижных зон земной коры и композитности разрезов и слагающих их структурных элементов возникла необходимость пересмотра стратиграфических схем, сложившихся без должного учета масштабов процессов разновозрастного шарьирования.

Первые же из проделанных шагов по отдельной стратификации смешанных в складчатых зонах образований океанических и континентальных бассейнов столкнулись с рядом сложно преодолимых препятствий, главным из которых осталась необходимость достоверного датирования выделяемых стратиграфических и структурных подразделений.

Реальные разрезы структур складчатых зон оказались состоящими из последовательностей толщ, относительное положение которых далеко не всегда соответствует возрастному.

Попытки восстановления разрезов, характеризующих близко разновозрастные фациальные зоны, натолкнулись на трудности разделения однотипных, но разновозрастных образований (например, континентальных шельфовых комплексов верхнего докембрия и нижнего палеозоя) (Алексеев, 1992; Апаяров, 2001; Беккер, 1988; Жемчужников и др. 1989; Краськов, 1985; Ломизе и др. 1997; Максумова и др. 1998; Мамбетов, Максумова 1995).

В этих условиях едва ли единственным убедительным способом прочтения палеогеодинамической истории блоков оказывается анализ фаунистических находок и изотопных датировок.

Последние, как известно, отражают эпизоды закрытия геохимических систем минералов и строго обоснованы лишь для кристаллических образований.

Вместе с тем возрастные определения пород по минералам в разнообразных комплексах блоков подвижных поясов выявили только исключительно редкие случаи их одноэтапного формирования (Изотопные, 1979; Ранний, 1993; Циркон, 1985).

Растущая степень прецизионности изотопных определений и переход на использование в качестве минерала-геохронометра – циркона зафиксировала массовые случаи многоэтапности в процессе роста и преобразования даже этого минерала, уникального по физическим параметрам и способности противостоять повторным термальным и физико-химическим нагрузкам.

В то же время растущая точность измерений позволила выявлять по одной метаморфической породе целые спектры возрастных значений, со всей определенностью соответствующих эпизодам испытанных ею термальных преобразований, которые, как правило, оказывались синхронными или субсинхронными таковым в анализирувавшихся магматических проявлениях. Для магматических пород появилась возможность определять не только этапы кристаллизации, но также состав и вероятный возраст источников расплавов или протолита (Неймарк, 1990; Изотопные, 1979).

Знакомая всем геологам процедура расчленения и датирования метаморфических комплексов с последующей их корреляцией при этом несколько не упростилась, так как требует детального минералогического изучения и массовых радиологических определений. Примером может служить одна из последних, наиболее полных сводок по древним образованиям Центральноазиатского складчатого пояса и имеющимся для них радиологическим определениям (Ранний..., 1993).

В датировании конкретных объектов, порой охарактеризованных множеством точнейших изотопных измерений, первостепенное значение приобрела «привязка» получаемых датировок к испытанным минералами и породами в комплексах физико-химическим нагрузкам и процессам, вызывающим рождение и перерождение минералов.

В свою очередь всегда проблематичны находки фаунистических остатков в толщах, испытавших глубокую перекристаллизацию. Требуется постоянный взаимоконтроль, а проблемы, собственно, палеонтологического и радиологического датирования оказываются определяющими при синхронизации событий и геодинамических построениях.

В банке данных по изотопным определениям возраста магматических и метаморфических комплексов Тянь-Шаня в настоящее время насчитывается более 500 определений, выполненных только по цирконам классическим уран-свинцовым методом.

Большая их часть характеризует палеозойские объекты, опубликована (Каталог..., 1972; Киселев 1989, 1999, 2005; Киселев и др. 1981, 1982, 1987, 1988, 1993, 2001) и, согласуясь с геологическими данными,

четко отражает выявленный геологическими построениями ряд термальных процессов, испытанных палеозойским коллажным сооружением (Бакиров, Максумова, 2001; Максумова и др. 2001; Киселев 2005, 2006).

Сложнее обстоит дело с представителями докембрийских образований, само наличие которых может ставиться под сомнение из-за отсутствия надежных геологических критериев опознания.

Среди строго доказанных докембрийских образований остались лишь метаморфические комплексы, интрузии и кислые вулканиты.

Доказанные образования докембрийского чехла древних платформ оказались ограниченными объемами пластин, разрезы которых включают немую подвеску к горизонтам, охарактеризованным раннекембрийскими фаунистическими остатками, а океанические – лишь практически немногочисленными блоками основных вулканитов, имеющих «горячие» контакты с древними интрузиями.

В этой ситуации можно было бы вернуться к варианту «бездонности геосинклиналей» прошлого века, в соответствии с которым палеозойские складчатые зоны, как производные океанических структур, не могут включать ничего древнее океанического ложа (Макарычев 1973, 1978). Но ведь мы уже имеем в них синхронные палеозойские фаунистически обоснованные и океанические и платформенные образования, и, стало быть, древние платформы с соответствующим океаническим обрамлением и чехлом.

Проблема может состоять в определении возраста кристаллического основания складчатых зон, или платформ прошлого, на которые впоследствии выплеснуты океанические образования, и объема древнего чехла, который способен сохраниться от метаморфических процессов, сопровождавших становление складчатых зон.

Ниже мы приводим обобщенный перечень и интерпретацию лишь некоторых из геохронологических данных, прежде всего для докембрийских образований, которые, как нам кажется, позволяют определиться в решении некоторых принципиальных вопросов геологической истории земной коры Тянь-Шаня.

Метаморфические комплексы

Толщи метаморфического фундамента палеозойск вскрываются в ядрах наиболее эродированных частей антиклинорий, где органично вписаны в складчатую структуру (каледонскую и герцинскую), и в выступах фундамента их «срединных массивов».

Срединный Тянь-Шань.

Наиболее древние из датированных метаморфических толщ вскрываются в пределах герцинид Срединного Тянь-Шаня, итоговые континентальные структуры которого обязаны герцинским и кайнозойским деформациям, связываемым с коллизионными процессами и орогенезом.

По цирконам, выделенным из гранат-амфиболовых сланцев и гнейсов **толщи Куйлю** (Сары-Джазский антиклинорий), получено две группы изохронных уран-свинцовых датировок. Они подтверждают выводы петрографических исследований и геологических наблюдений о многоэтапности испытанных этими породами метаморфических преобразований (Киселев, Апаяров и др. 1988), (рис. 6.1, 6.2).

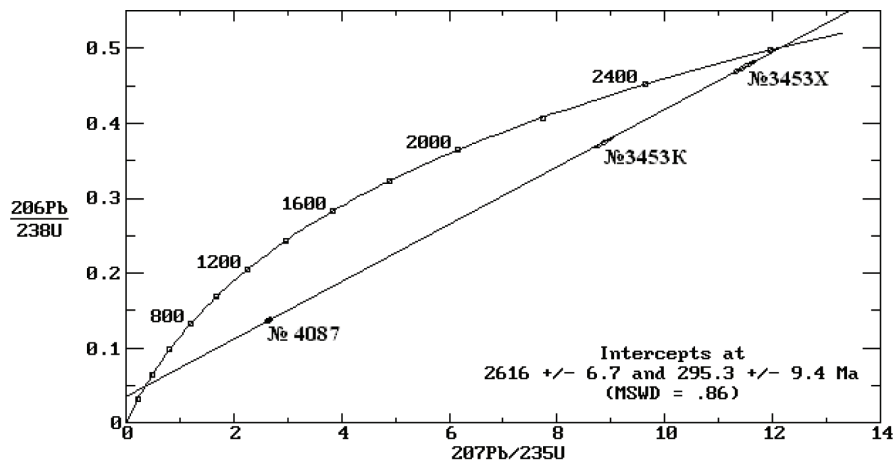
Верхнее пересечение полученной изохроны в рассматриваемом случае фиксирует одну из дат метаморфических преобразований, испытанных толщами. Можно думать, что это время максимального динамо-термального воздействия, поскольку для гнейсов толщи Куйлю, формирующихся по этому субстрату, получается более юная дата (рис. 6.2).

Построенная дискордия иллюстрирует степень возможностей геохимических систем цирконов к сохранности. Полученная датировка отразила самостоятельный этап гнейсификации, условия которой «обновили» геохимическую систему.

Не вступая в дискуссию относительно происхождения анализированных цирконов (они разные в навесках), подчеркнем главное – обе даты фиксируют этапы метаморфических преобразований (Изотопные..., 1979; Ранний..., 1993) вне зависимости от первичного генезиса цирконов.

В Китайском Куруктаге (С-В продолжение Срединного Тянь-Шаня) в сравниваемых с толщей Куйлю образованиях по цирконам выявлена еще более древняя дата – 3,2 млрд. лет, подтверждающая архейский возраст субстрата, испытывавшего более поздние метаморфические преобразования (Ранний..., 1993).

В Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня для выходов метаморфических толщ и рвущих



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error Correl. | 7/6 %err |
|--------|------------|------|------------|------|---------------|----------|
| № 4087 | 2.6581 | 1.5 | .13572 | 1.5 | .95 | .474 |
| №3453K | 8.87395 | 1.5 | .374106 | 1.5 | .95 | .474 |
| №3453X | 11.46684 | 1.5 | .474983 | 1.5 | .95 | .474 |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

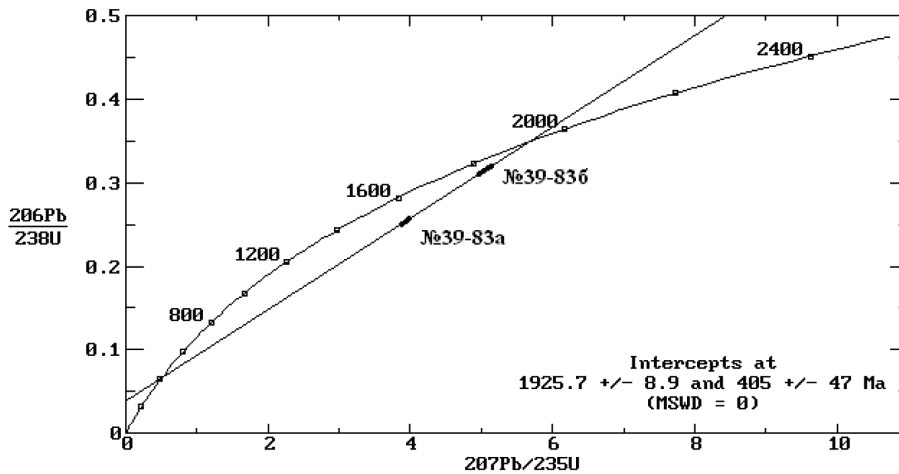
| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|----------|-------------|-------------|
| BEST-FIT: | .0384052 | .0339098 | -.88295 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .0001071 | .0005678 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .0000995 | .0005276 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .0002099 | .001113 | .033 |

Coordinates of Centroid: X = 4.3056 Y = .199267

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 35% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .864

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 2616 +/- 6.7 and 295.3 +/- 9.4
 (Upper inter. is >2609.4 and <2622.7; Lower inter. is >285.8 and <304.7)

Рис. 6.1. Диаграмма с конкордией для уран-свинцовых систем цирконов из проб {№ 3453, Северинов} и {№4087, Чернов}, отобранных в правобережья р.Куйлю и Ээр-Таш из гранат-амфиболовых кристаллических сланцев. Здесь и далее в главе после номера пробы в фигурных скобках указаны фамилии геологов, осуществивших их отбор и привязку.



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error Correl. | 7/6 %err |
|---------|------------|------|------------|------|---------------|----------|
| №39-83a | 3.96795 | 1.5 | .255326 | 1.5 | .99 | .212 |
| №39-83b | 5.07812 | 1.5 | .316123 | 1.5 | .99 | .212 |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|----------|-------------|-------------|
| BEST-FIT: | .0547637 | .0380264 | -.694373 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .0005127 | .002304 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | 0 | 0 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .001005 | .004517 | .0952 |

Coordinates of Centroid: X = 4.46053 Y = .282301

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 100% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of 0

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 1925.7 +/- 8.9 and 405 +/- 47
 (Upper inter. is >1917.1 and <1934.8; Lower inter. is >358 and <453)

Рис. 6.2. Диаграмма с конкордией для уран-свинцовых систем цирконов из гнейсов толщи Куйлю в правобережья р.Куйлю {№39-83-I, №39-83-II, Киселев, Апаров}.

их интрузий в Кассанском, Бешторском и Музбельском блоках получено несколько уран-свинцовых изохрон (по цирконам), свидетельствующих о субсинхронности термальных преобразований в пределах всей полосы составляющих его блоков. По пробам, отобраным из кристаллических сланцев и гнейсов зонально метаморфизованного семизсайского комплекса **Кассанского блока** для цирконов, рассчитывается (рис. 6.3) {пробы №: 3-41; 3-2 и С-2, Бакиров, Ивлева} датировка в 1918 ± 42 млн. лет, по сути идентичная дате гнейсификации в метакомплексе Куйлю.

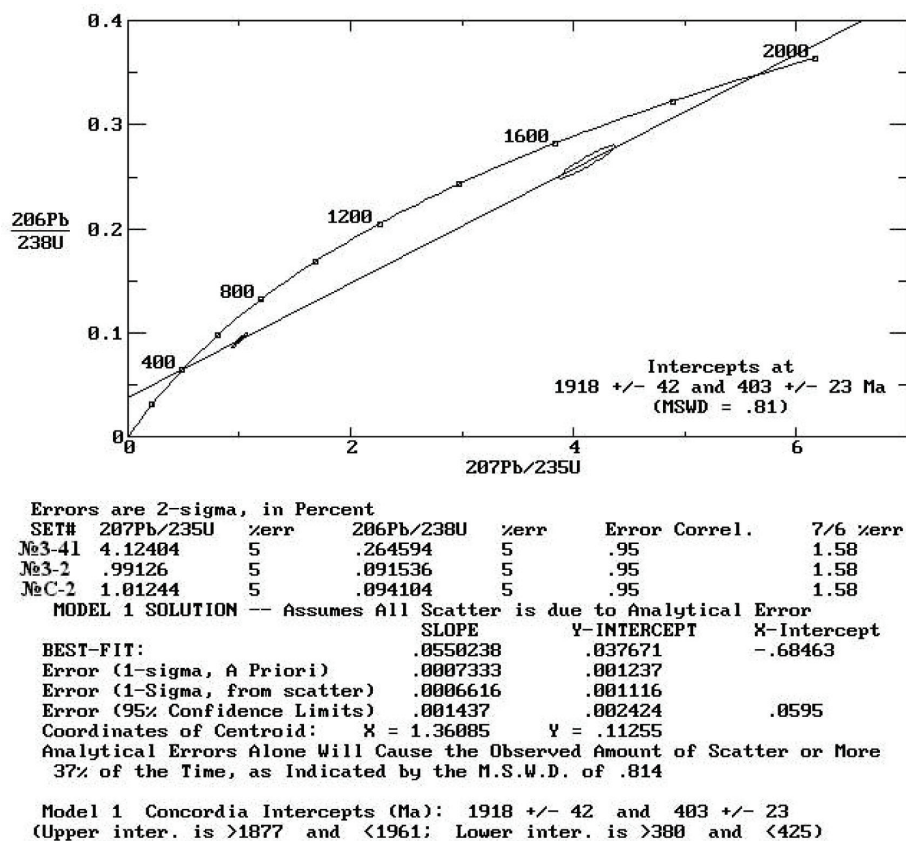


Рис. 6.3. Диаграмма с конкордией для уран-свинцовых систем цирконов из кристаллических сланцев и гнейсов семизсайского комплекса {№3-41, №3-2, №С-2, Бакиров, Ивлева}

Сходен и спектр датировок цирконов из локализованных в метакомплексах рвущих докембрийских интрузий.

Весьма примечательны результаты анализа изотопных систем цирконов из сары-джазских гранитов, относившихся из-за принадлежности к образованиям фундамента к единому одноименному магматическому комплексу. Они несогласно с доказанными стратиграфическими перерывами перекрываются толщами вулканогенного верхнего рифея и биостратиграфически подтвержденных венда и нижнего кембрия.

Демонстрируемые ниже диаграммы (рис. 6.4, 6.5 и 6.6) включают результаты изотопного анализа цирконов из проб, отобранных из гранитоидов в выходах на С-В Сарыджазского антиклинория {Отук, №1959, №1959-а, №1959-б, Северинов}, в центральной его части {район Талдысу №528, Северинов, Ишалин}, в Западной части хребта Акшийрак {ледник Акбель, №3030, №3030-2; р. Чомой, №4029, Чернов, Баев; р. Боорду, №53-85, Киселев, Алаяров}, в Восточной части хребта Акшийрак {р.Джамансу, №5106, №5183, №4345; р. Ирташ, №4092-1, №4092-2, Чернов, Баев}.

Цирконы **гранитоидов** Восточной части **хребта Акшийрак** (восточный) характеризуются, как показывают изохронные построения (рис. 6.4), возрастом в 1280 ± 39 млн. лет, который близок возрасту цирконов из риолитов карачункурской серии (Киселев 1991), возможно свидетельствуя о их комагматичности или связи с общим термальным процессом.

Результаты изотопных анализов по пробе №4092-(1,2) исключены из изохронного построения, поскольку оказались с высокими содержаниями обыкновенного свинца (1,18 и 0,34). Однако итог (1436 ± 100 и 57 ± 16) по построенной «внутренней» дискордии включает в доверительный диапазон полученную изохронную датировку (рис. 6.4).

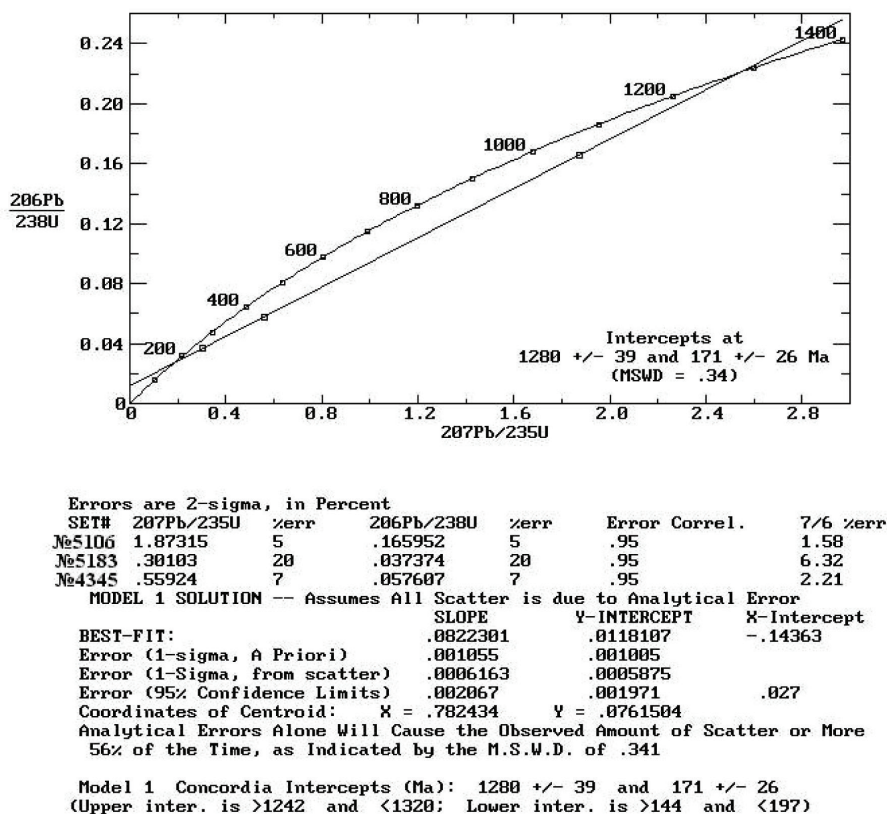


Рис. 6.4. Диаграмма с конкордией для уран-свинцовых систем цирконов из гранитов Восточной части хребта Акшийрак

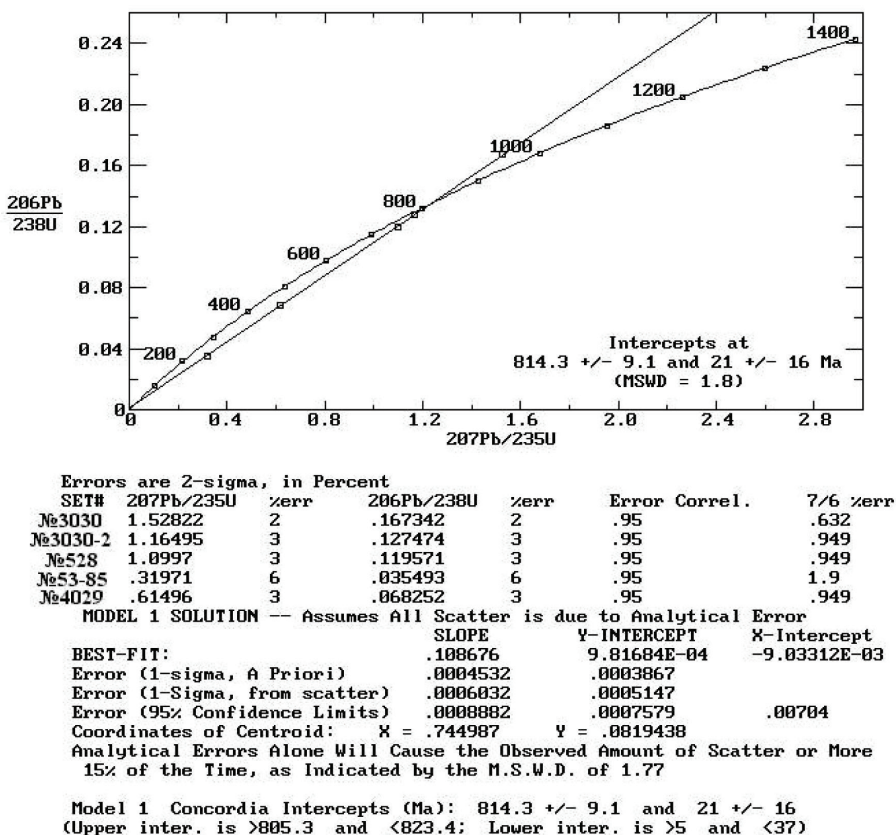


Рис. 6.5. Диаграмма с конкордией для уран-свинцовых систем цирконов из гранитов Запада хребта Акшийрак (восточный)

Проба из Отукского массива (№1959) на С-В Сары-Джазского антиклинория была отмыта из осыпи в подножье скальных выходов на левобережье р.Отук, ниже устья р.Кичи-Бюркит. Содержащиеся в

ней цирконы были разделены по величине кристаллов на три фракции ($>0,085<0,16\text{мм}$). Результаты по мелким фракциям (№1959-а, №1959-б) оказались резко отличающимися от «крупной» (№1959). На диаграмме (рис. 6.б) видно, что точки уран-свинцовых отношений в цирконах мелких фракций легли практически на изохрону в «814», а крупных – на изохрону «1280» млн. лет, а частные свинец-свинцовые их значения соответствуют возрастам в 872, 884 и 1390 млн. лет.

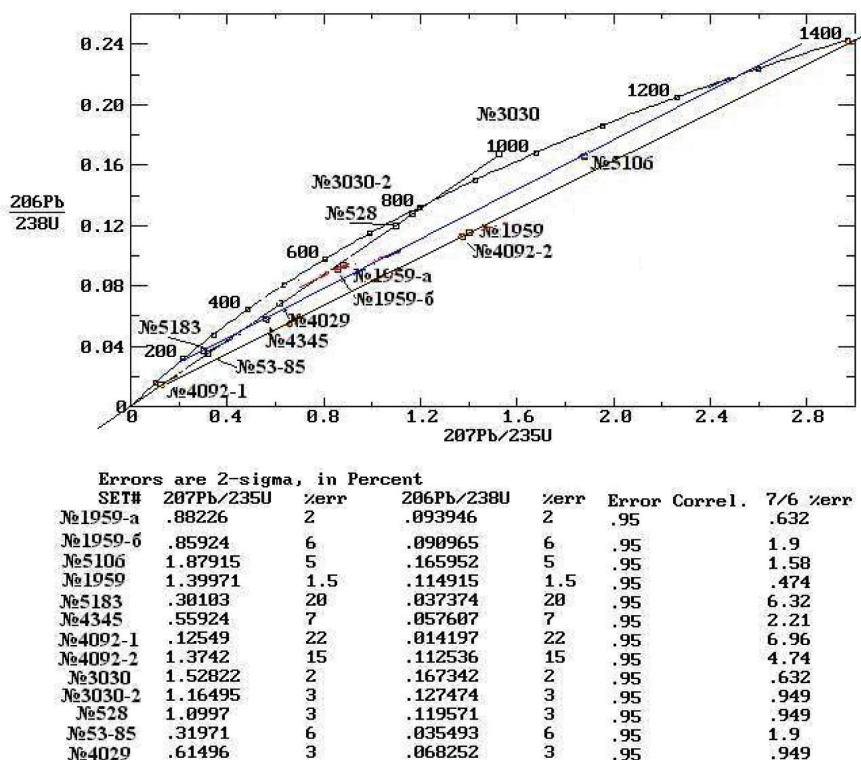


Рис. 6.б. Схема размещения результатов изотопных анализов цирконов из проб «сарыджазского» гранитоидного комплекса на диаграмме с конкордией

По сумме имеющихся изотопно-геохронологических данных можно заключить, что гранитоиды, объединяемые в **сарыджазский комплекс**, либо содержат разновозрастные образования, либо, являясь представителями раннепротерозойского магматизма, испытали локальные интенсивные рифейские термальные воздействия на рубежах в $1280 \pm 820 \pm 20$ млн. лет, полностью преобразовавшие геохимические системы цирконов. Судя по результатам фракционного анализа Отукской пробы (№1959), более предпочтителен первый вариант, хотя не исключен и второй. О его реальности свидетельствуют результаты радиологического анализа цирконов из проб гранитов так называемого Бешторского комплекса в Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня.

Граниты **Бешторского комплекса** не имеют видимых контактов с вмещающим субстратом, но в ряде мест стратиграфически перекрываются с разрывом (р. Бештор, р.Мурсаш, р.Яйсамтор-Музбель) фаунистически охарактеризованными толщами венда-нижнего палеозоя (Киселев, Беккер, Апаяров 1988; Киселев, Максумова 1999). Результаты по пробам из внешне сходных гранитов мурсашского {№98-88, №98-88-и, №98-88-к, Киселев, Беккер} и музбельского {№86-87, №86-87-2, Киселев, Конюхов} выходов оказались различными (рис. 6.7).

Три точки уран-свинцовых отношений в цирконах мурсашских гранитов легли на изохрону с параметрами: 2142 ± 119 и 809 ± 32 млн. лет, соответствующими «истинному» возрасту и «метаморфизму». Нетрудно заметить, что в рамках аналитических ошибок «истинный» возраст цирконов близок возрасту гнейсификации в толщах Кассана и Куйлю, а возраст «метаморфизма» идентичен таковому в гранитах Западной оконечности Акшияра (восточного).

Дискордия по двум очень близко расположенным точкам уран-свинцовых изотопных отношений в цирконах гранитов Яйсамтора дала сходный по возрасту «метаморфизма» результат- 846 ± 31 млн. лет, но приближающийся к возрасту Земли «истинный» (4205 ± 30) возраст.

В такой ситуации естественно заключить, что полученные датировки характеризуют возраст цирконов из разного субстрата, претерпевшего интенсивное термальное воздействие у дат, близких 800 млн. лет, сопряженных с гранитообразованием.

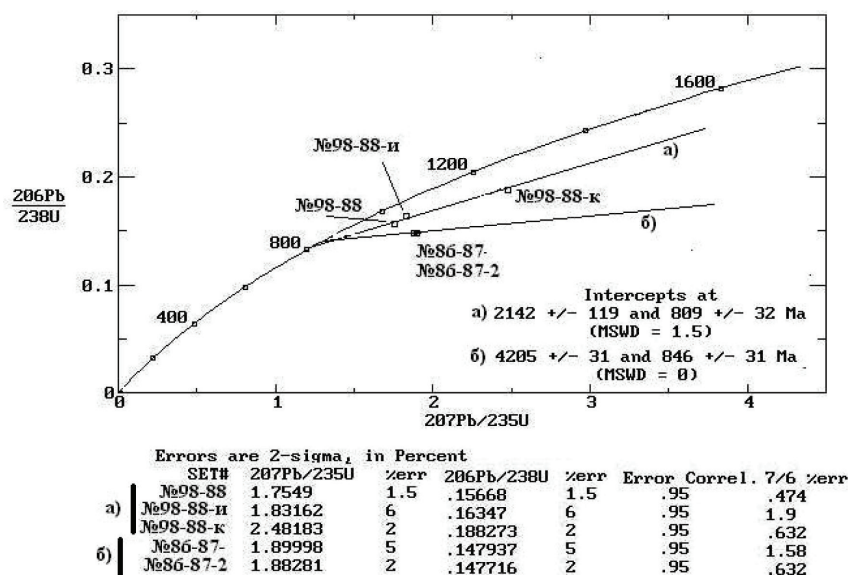


Рис. 6.7. Диаграмма с конкордией для изотопных систем цирконов гранитов Бешторского комплекса Чаткала

Имеющиеся датировки по метаморфическим комплексам Срединного Тянь-Шаня, включаемым в состав его древнего фундамента, таким образом, выявляют следующий спектр значений, выдерживающихся в пределах всей структуры: 2620 ± 20 ; 1920 ± 80 ; 1280 ± 50 ; 820 ± 20 , не считая более поздних «накладок», которые приурочиваются к этапам минералообразования в 400 ± 20 ; 290 ± 15 ; 55 ± 15 млн.лет. Последние отмечаются (см. ниже) и в образованиях «чехла».

Северный Тянь-Шань.

Наиболее древние из образований каледонид Северного Тянь-Шаня вскрываются в Западной части Киргизского хребта в ядерной части Макбальского антиклинория.

Образуя очевидный метаморфический комплекс, но сохранив контрастность первичного литологического состава, они были раскартированы и подразделены на ряд свит, подсвит и даже пачек, хотя как их общая последовательность, так и взаимоотношения в силу чрезвычайно сложной мелкой пликативной и дизъюнктивной деформированности никогда не считались бесспорными.

Начиная с работ В.А.Николаева (1939), метаморфические породы комплекса всеми предшественниками выделялись в качестве составляющих единого стратиграфического подразделения под названием киргизской серии.

Метаморфический комплекс киргизской серии всегда был объектом особого внимания не только в связи с очевидным структурным положением, но и в связи с парадоксом сочетания в одном комплексе первично осадочных образований, свойственных мелководным условиям континентов, с глубинными представителями (эклогиты) условий экстремально высоких давлений и температур.

Они дали импульс для целого ряда гипотез формирования комплекса (Бакиров, 1978; Кушев, Виноградов, 1987; Ефимов, 1964; Добрецов, Соболев, 1970; Беккер, Макаров, 1988; Медведева 1959, 1960; Талицкий, 1984; Алехин, 1971 и др.)

А.Б. Бакировым (1978) серия была разделена на две самостоятельные: акджонскую и нельдинскую, отличающиеся характером метаморфизма.

Но все исследователи, по сути, оказались единодушны в признании многоэтапности метаморфических процессов, приведших к формированию комплекса, и дискутировали по поводу региональности и зональности этапов, а также происхождения эклогитов и амфиболитов, за которыми всеми, за исключением И.Е. Медведевой, признавался первично магматический генезис.

Для приводимых ниже данных по датированию метаморфического комплекса весьма любопытны результаты исследований Талицкого с коллегами, который в результате изучения химического состава гранатов из гранатовых амфиболитов и эклогитов пришел к выводу о том, что гранатовые амфиболиты и эклогиты являются результатом прогрессивного зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа повышенных давлений.

Этот вывод значительно раньше мог констатировать и Б.М. Найденов (1981), исследовавший изотопные отношения свинца в гранатах и апатитах из самых различных пород комплекса и пришедший к заключению об одновозрастности испытанных ими метаморфических преобразований.

Строящаяся по его данным свинец-свинцовая изохрона датирует событие рождения гранатов в 1920 ± 100 млн. лет.

Позже дата этого термального события была им же, а также В.А. Халиловым, В.В. Киселевым и др. (Ранний.. 1993) подтверждена и уточнена исследованием изотопных систем цирконов из пород комплекса, находящихся в разных метафациальных зонах.

В настоящее время мы располагаем результатами изотопных анализов 11 проб (рис. 6.8), проведенных в лабораториях КазИМС (Халилов, Найденов) и ИГ АН КР (Киселев).

Три из них (№3415-х; №124-х; №23) принадлежат цирконам, выделенным из макбальских кварцитов, вмещающих тела эклогитов и гранатовых амфиболитов, одна (№ 291) из ойджейляуских кварцитов.

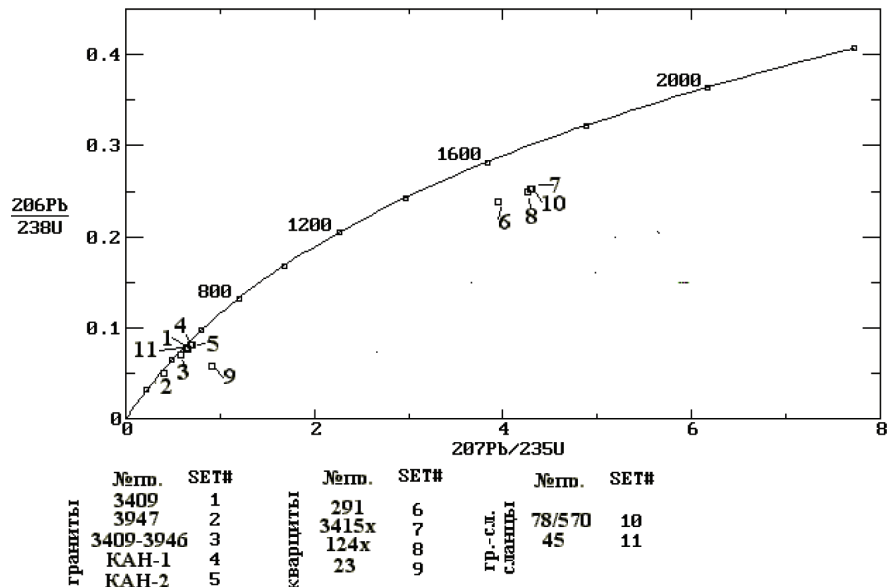


Рис. 6.8. Точки уран-свинцовых изотопных отношений в цирконах метатолщ ядра Макбальского антиклинория.

Две пробы (№78/570 и №45) цирконов отмыты из гранато-сланцев нельдинской «свиты» и пять (№3409; №3947; №3409-3946; №КАН; №КАН-2) – из гранито-гнейсов автохтонной Канджейляуской интрузии.

Расположение точек на графике с конкордией свидетельствует о разбалансированности изотопных уран-свинцовых систем в цирконах и, несомненно, нескольких термальных событиях, результатом которых стала дискордантность. Однако, несмотря на очевидную разнородность по генезису анализировавшихся цирконов, точки полученных отношений в цирконах однотипных пород расположились на изохронах, свидетельствующих прежде всего о сходной по направленности истории изменений.

Идеальная изохрона (рис. 6.9), строящаяся для цирконов **макбальских кварцитов**, на которую попадают и результаты по цирконам из гранат-сланцев (№78/570), свидетельствует, что временем гомогенизации их уран-свинцовых систем была прежде всего дата в 2025 ± 19 млн. лет.

С этой датой мы должны связывать термальный процесс, приведший к перезапуску изотопных часов всего разнообразия цирконов, выделенных из терригенных образований киргизской серии, пик метаморфических преобразований композитного субстрата, возраст которого должен быть значительно большим.

В состав метаморфического фундамента большинством исследователей включались гнейсовидные граниты **Канджейляуской интрузии**, располагающейся в поле выходов метаморфического комплекса. Исследованиями последних лет {Апаяров, Киселев, Беккер, Макаров} установлен автохтонный характер слагающих ее гранитов и постумность относительно процессов альбитизации и турмалинизации, широко распространенных в породах серии.

Ареал контактового воздействия интрузии небольшой и ограничивается 100–200 м зоной перехода в пределах узкого (2 км), вытянутого в меридиональном направлении серповидного блока ее локализации.

Вместе с тем радиологические определения по цирконам, значительная часть которых может предполагаться сохранившейся от замещенного субстрата (рис. 6.10), датируют процесс замещения.

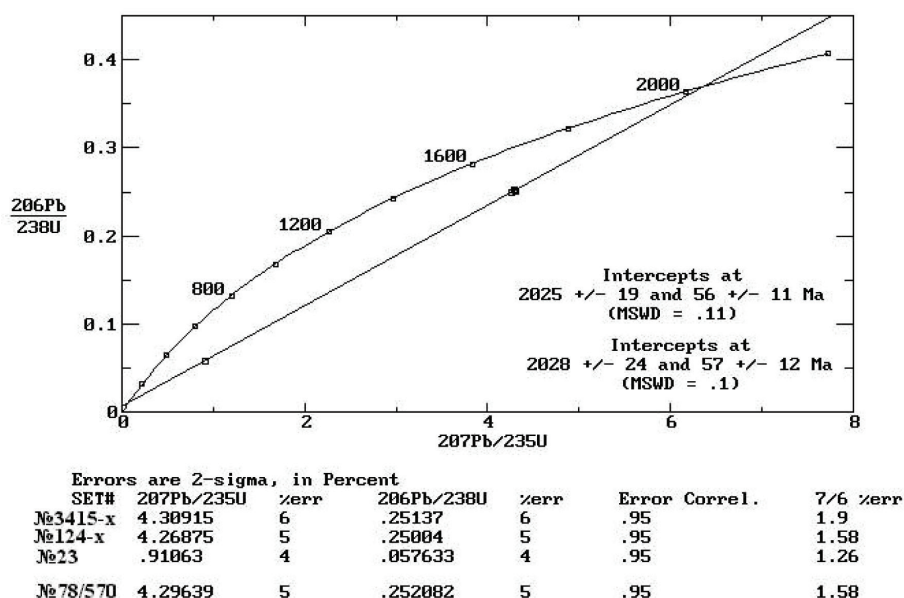


Рис. 6.9. Диаграмма с конкордией для изотопных систем цирконов Макбальских кварцитов

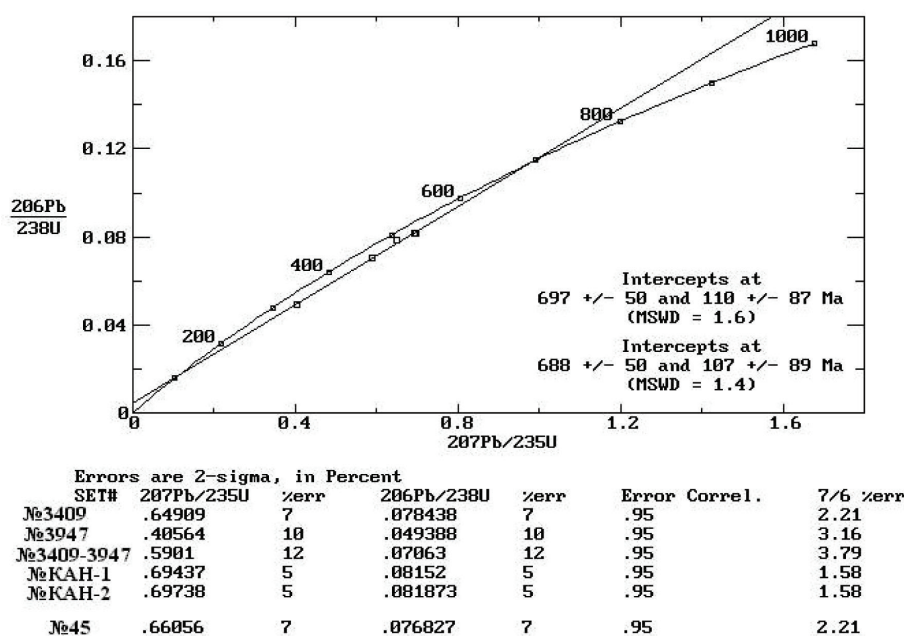


Рис. 6.10. Диаграмма с конкордией для уран-свинцовых систем цирконов канджейляуских гнейсо-гранитов

Строящаяся по совокупности данных изохрона, на которую ложатся как точки по цирконам из гранитов, так и вмещающих гранат-сланцевых сланцев, датирует возраст гранитообразования в 688 ± 50 млн. лет (все точки).

Изохроны с более точными параметрами вычисляются при дифференциации точек по способам пробоподготовки и оценки величин возможных аналитических ошибок, но они, естественно, не выходят за допустимые пределы вышеприведенного значения. Дата в 700 ± 15 млн. лет (Киселев, 2005) может приниматься в качестве достоверной для термального процесса формирования канджейляуских гранитов.

Судя по приведенным далее данным, она отвечает распространенному и в Срединном, и в Северном Тянь-Шане событию, происходившему в условиях существовавших фрагментов древнего чехла и формирующихся композитных комплексов.

Ему предшествуют еще более ранние магматические и метаморфические проявления. В Ю-3 крыле Макбальского антиклинория **Караджилгинской, Кызылташской (Береговской) и Тавалыкской интрузиями** прорывается караджилга-ортотауская серия терригенно-карбонатных пород, включающих обломки метаморфид киргизской серии (Киселев, Королев 1981; Киселев 1991).

Это образования мелководных субконтинентальных бассейнов или шельфовых зон, испытавших заметные метаморфические преобразования лишь в приконтактовых (с рвущими интрузиями) зонах. Степень региональных преобразований толщ не выходит за рамки низкотемпературных стадий фации зеленых сланцев.

При первых же попытках калий-аргонового радиологического датирования рудного процесса в приконтактовой зоне **Береговского массива** (магнезиальные скарны) были получены обратившие на себя внимание датировки по слюдам {порядка 800 млн.лет, Черепанов}. Уран-свинцовое (по цирконам) датирование интрузивных массивов подтвердило возникшее предположение о древности чехольных образований серии и рвущих их массивов (Киселев и др. 1982).

На рис. 6.11 показаны результаты измеренных свинец-свинцовых изотопных отношений в цирконах из проб гранитов Караджилгинского (№1-70, №77-82-1, №77-82-2, №77-82-3, №77-82-4), Береговского (№3-70, №77-100, №2-70, №77-96) и Тавалыкского (№508-а, №508-б) массивов.

| №пр. | №п/п | 206/204 | Err.% | 207/204 | Err.% | Err.% |
|----------|------|---------|-------|----------|-------|-------|
| №2-70 | 1 | 166.959 | 2 | 26.758 | 2 | .95 |
| №77-96 | 2 | 17.762 | 2 | 15.433 | 2 | .95 |
| №1-70 | 3 | 223.096 | 2 | 31.096 | 2 | .95 |
| №77-100 | 4 | 253.093 | 2 | 33.484 | 2 | .95 |
| №3-70 | 5 | 73.553 | 2 | 19.747 | 2 | .95 |
| №508-1 | 6 | 3060 | 2 | 247.26 | 2 | .95 |
| №508-2 | 7 | 3038.21 | 2 | 246.07 | 2 | .95 |
| №77-82-1 | 8 | 17.42 | 2 | 15.5714 | 2 | .95 |
| №77-82-2 | 9 | 186.534 | 2 | 28.35616 | 2 | .95 |
| №77-82-3 | 10 | 268.202 | 2 | 34.83146 | 2 | .95 |
| №77-82-4 | 11 | 126.262 | 2 | 23.8398 | 2 | .95 |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| BEST-FIT: | .0762746 | 14.157 | -185.606 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .0001783 | .0583 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .0001155 | .03777 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .0003494 | .1143 | 2.06 |
| Coordinates of Centroid: | X = 163.553 | Y = 26.6319 | |

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 93% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .42

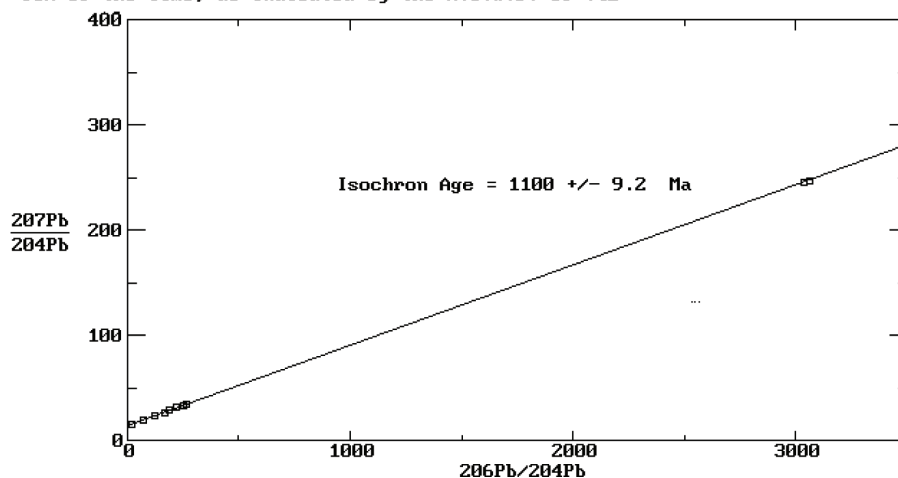


Рис. 6.11. Диаграмма изотопных свинец-свинцовых отношений в цирконах и полевых шпатах гранитов караджилгинского комплекса

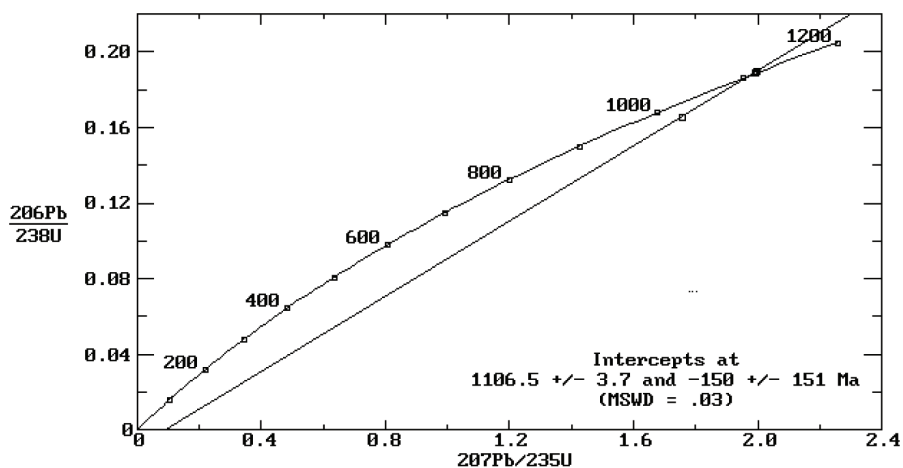
Полученная свинец-свинцовая изохрона доказывает генетическое родство интрузий и датирует единое событие кристаллизации цирконов и плагиоклаза (1100±9 млн. лет).

Эта датировка подкрепляется и уран-свинцовой изохроной, строящейся по результатам проб Береговского (№77-100) и Тавалыкского (№508-а, №508-б) массивов (рис. 6.12).

Таким образом, в пределах макбальского антиклинория можно констатировать наличие сохранившихся блоков фундамента древней платформы, испытавшего мощные метаморфические преобразования у рубежа в 2 млрд. лет и заведомо доверхнерифейского чехла, прорванного интрузиями с датировками в 1,1 млрд. лет.

Термальные события этого времени запечатлелись не только в интрузиях, локализовавшихся в пределах вероятно довольно мощного чехла, но и в толщах глубоко располагавшегося фундамента, где проявились в форме ретроградных преобразований.

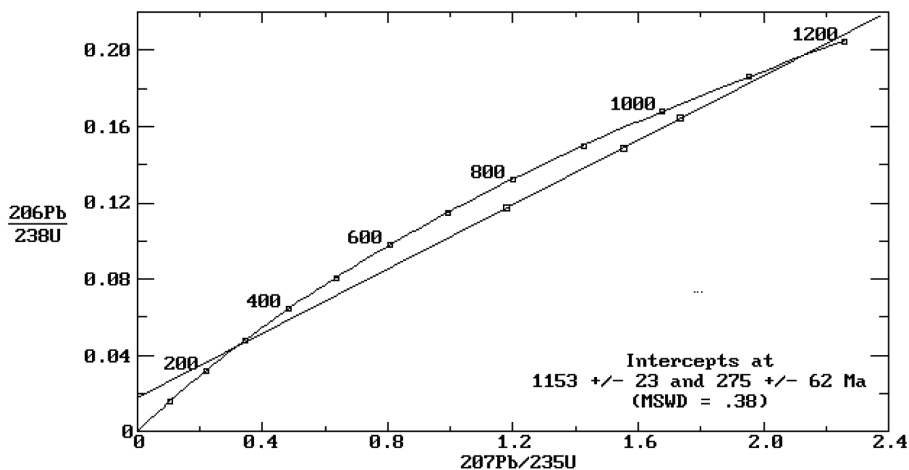
На Ю-В Северного Тянь-Шаня, в пределах ядра Бурханского антиклинория, закартировано несколько крупных тел плагиогранитов джаманэчкинской межформационной интрузии с сателлитами.



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error Correl. | 7/6 %err |
|---------|------------|------|------------|------|---------------|----------|
| №77-100 | 1.75523 | 2 | .165515 | 2 | .95 | .632 |
| №508-б | 1.998462 | 1 | .1897808 | 1 | .95 | .316 |
| №508-а | 1.99317 | 1 | .189177 | 1 | .95 | .316 |

Рис. 6.12. Диаграмма с конкордией, цирконы Береговского и Тавалькского массивов



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error Correl. | 7/6 %err |
|--------|------------|------|------------|------|---------------|----------|
| №7-81 | 1.55457 | 2 | .148469 | 2 | .95 | .632 |
| №6-81 | 1.73633 | 2 | .16424 | 2 | .95 | .632 |
| №10538 | 1.17845 | 3 | .117003 | 3 | .95 | .949 |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| BEST-FIT: | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| | .0845329 | .0172797 | -.204414 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .001373 | .002099 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .0008457 | .001292 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .002692 | .004113 | .0552 |
| Coordinates of Centroid: | X = 1.51253 | Y = .145139 | |

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 54% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .379

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 1153 +/- 23 and 275 +/- 62
(Upper inter. is >1131 and <1178; Lower inter. is >212 and <336)

Рис. 6.13. Диаграмма с конкордией (Джаманэчкинская интрузия)

Она разместилась в прикровлевой части метаморфического фундамента (гнейсы сарыторской свиты), соответственно преобразовав до роговиков вулканиты, конгломераты и хлорито-глинистые сланцы прорываемых толщ чехла (экургенкольская, бельчийская и тарагайская свиты) и оказав лишь микроскопически фиксируемое ретроградное воздействие на гнейсы и кристаллические сланцы. Необходимо подчеркнуть, что сарыторские гнейсы в обилии содержатся среди гальки экургенкольских и бельчийских конгломератов.

Вместе с тем величина термального воздействия во время интрузивного процесса оказалась вполне достаточной, чтобы гомогенизировать изотопные геохимические системы цирконов из гранитов и зон экзоконтактов вмещающих пород (рис. 6.13).

По результатам анализа проб из джаманэчкинских гранитов {№10538, Храмов} и вмещающих их гнейсов {№6-81, Киселев, Апарьев} сарыторской и порфиридов {№7-81, Киселев, Апарьев}

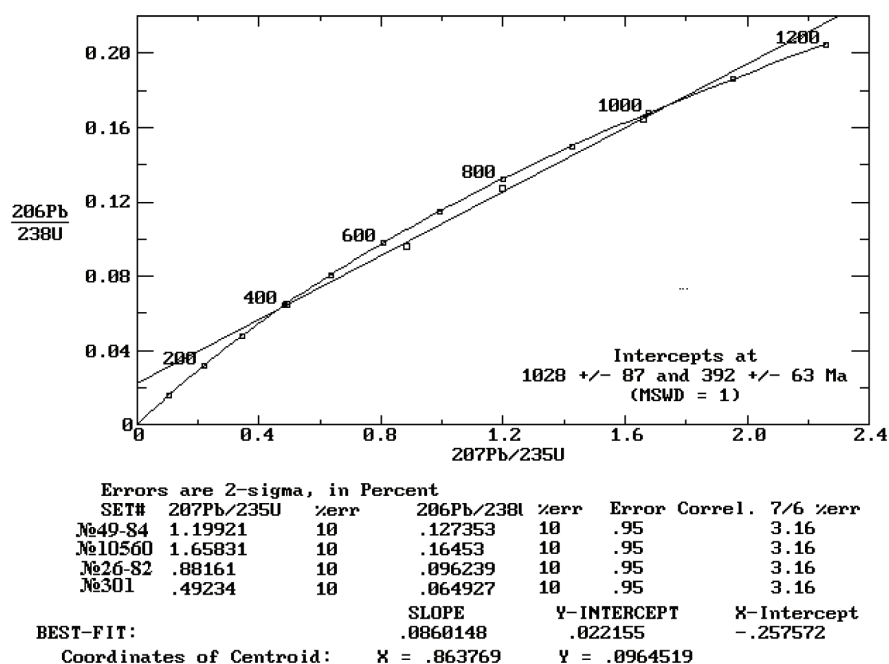


Рис. 6.14. Диаграмма с конкордией (мигматизация в сарыторской свите)

экургенкольской свит строится изохрона (рис. 6.13), датирующая процесс гомогенизации уран-свинцовых геохимических систем, содержащихся в этих породах цирконов (1153 ± 23 млн. лет). По всей видимости, эта датировка должна отражать время процесса внедрения интрузии, бывшего общим термальным событием как для сарыторских метатолщ, так и для перекрывающих их с размывом образований экургенкольской свиты.

По-видимому, другое событие отражается построениями по пробам, отобранным в хр. Джетымбель из кристаллических сланцев {№10560, Замалетдинов, определения Халилова}, гнейсов {№301, Лопин}, гнейсов с послынными телами гранитов {№26-82, №49-84, Киселев, Апяров} – рис. 6.14. Оно явно моложе события внедрения интрузии, локализовано в пределах Айкольского блока, но повторено в других районах Северного Тянь-Шаня.

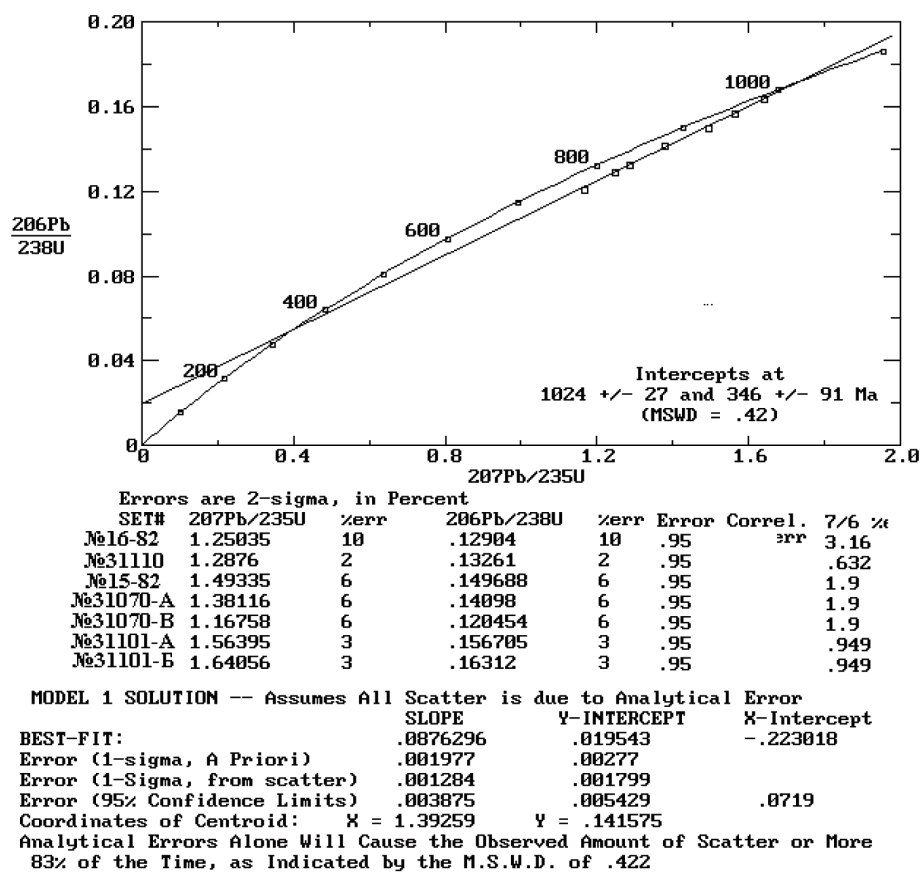
При датировании метаморфического комплекса **Кочкорского блока** (кошокбулакская свита гнейсов и кристаллических сланцев) (Стратифицированные, 1982) было проанализировано девять проб цирконов, выделенных из гнейсов, мигматитов и автохтонных гранитов в выходах районов Орто-Токоя и Кошокбулака {№Г81-44, гнейс, Гесь; № 15-82, гнейс, №16-82, мусковитовый гранит, №35-83, гнейс, Киселев, Апяров; №31110, гранито-гнейс, №31070-А, №31070-В, №31101-А, №31101-Б, мигматиты, Замалетдинов}. Точки уран-свинцовых изотопных отношений в цирконах практически всех этих проб с большой точностью (рис. 6.15) ложатся на изохрону в 1024 ± 27 млн. лет, датируя вышеотмеченное для айкольских гнейсов термальное событие.

Выявленная дата не случайна, но и не может расцениваться как истинный возраст метаморфического комплекса, а тем более метаморфизируемого субстрата.

В **Суусамырском антиклинории** тот же метаморфический комплекс (турагаинская серия) (Стратифицированные... 1982) запечатлел более раннее термальное событие, субсинхронное времени внедрения Джаманэчкинской интрузии, Караджилгинского и других массивов уровня в 1100 ± 50 млн. лет, внедрявшихся в «чехол», но рожденных, надо полагать, в метаморфическом основании.

Здесь опробовались биотит-амфиболовые сланцы турагаинской свиты и «вложенные» в них гранито-гнейсы Арамсу.

Две пробы {№31434-1 и №31433, Замалетдинов} отобраны из биотит-амфиболовых сланцев турагаинской серии и две {№31536, Замалетдинов; №Г-88-84, Гесь} – из выходов гранито-гнейсов по р.Арамсу и гнейсов р.Кокомерен. Приведенная на рис. 6.16 диаграмма с конкордией демонстрирует единство тренда изменений, свойственных уран-свинцовым геохимическим системам всех анализировавшихся цирконов и датирует события одновременного «завода» изотопных часов и внесенных изменений. Первое из них практически синхронно времени кристаллизации караджилгинских гранитоидов, а второе четко привязывается к началу орогенеза на эпигерцинской платформе Тянь-Шаня (55 ± 5).



Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 1024 +/- 27 and 346 +/- 91
 (Upper inter. is >1000 and <1055; Lower inter. is >252 and <434)
 Рис. 6.15. Диаграмма с конкордией (мигматизация в кошкобулакской свите)

Крупные блоки выходов толщ метаморфического комплекса в Северном Тянь-Шане известны в **Кунгей Ала-Тоо**, где рассматриваются в качестве фрагментов обнажающегося фундамента Иссык-Кульского массива. Они охарактеризованы несколькими определениями по пробам, отобраным из гранитогнейсов р.Ойтал на северном побережье Иссык-Куля {№105-89, Киселев, Апаярлов}, из лейко- и меланосомы мигматитов тегерментинской свиты {№96-88, №95-88, №110-89, Киселев, Апаярлов} правобережья р. Чон-Кемин, (Зайлийский хр.), онарыкской свиты Кастекского хребта {№748, Макаров, Разбойников}.

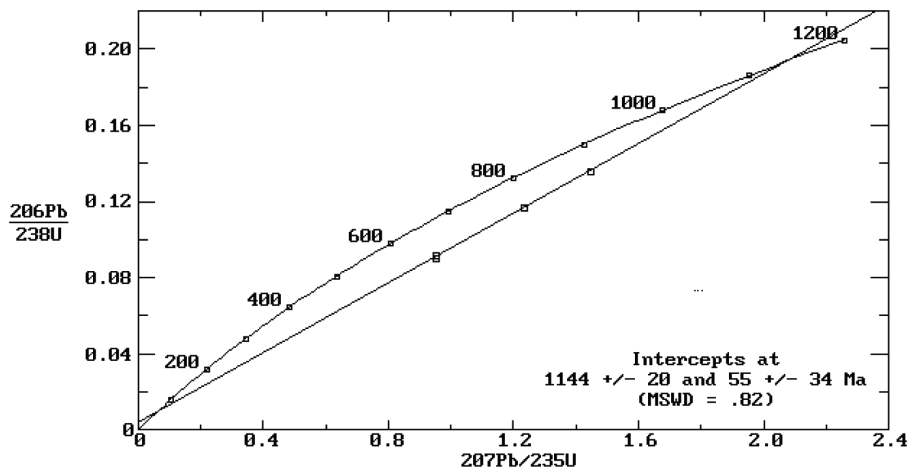
Все полученные определения дискордантны, но на графике с конкордией (рис. 6.17) формируют четкую изохрону с параметрами: 2000±65 и 461±46 млн. лет, которые могут интерпретироваться как общие эпизоды термальных процессов: а) при гнейсификации (2000±65) и б) при внедрении раннекаледонских интрузий (461±46).

Датировки нескольких докембрийских интрузий, заведомо прорывающих рассматриваемый метаморфический комплекс, подтверждают эту интерпретацию. Среди них исследованный В.А. Халиловым Алабайтальский массив (Ранний.. 1993), а также приводимые ниже данные по **Жилькельдыкскому и Боординскому массивам**.

Первый на основании положения под поверхностью размыта, выше которой располагаются фаунистически охарактеризованные горизонты среднего ордовика, все же относился к комплексу фундамента срединного массива каледонид и датировался докембрием (Стратифицированные..., 1982).

В гряде Окторкой из пробы, отобранной из гранитов Жилькельдыкского массива в непосредственной близости от контакта с ордовикскими гравелитами выделена большая навеска разнообразных цирконов, которые были разделены по размеру кристаллов на три фракции: < 0.014-0.063 > {№144-А-90, №144-90, №144-Б-90, Киселев, Апаярлов}.

Результаты всех изотопных замеров оказались дискордантными, но явно зависимыми от величины зерен, так что образовалась возможность построения «внутренней» зависимости и, соответственно, определяющей ее изохроны. Верхнее пересечение этой изохроны с конкордией – 1142±24 млн.лет, нижнее пересечение – 360±15 млн. лет.



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error | Correl. | 7/6 | %err |
|----------|------------|------|------------|------|-------|---------|-----|------|
| №31434-1 | 1.4478 | 2 | .13579 | 2 | .95 | | | .632 |
| №31433 | .95084 | 2 | .0903 | 2 | .95 | | | .632 |
| №31536 | 1.2372 | 2 | .11676 | 2 | .95 | | | .632 |
| №Г-88-84 | .95426 | 6 | .0917 | 6 | .95 | | | 1.9 |

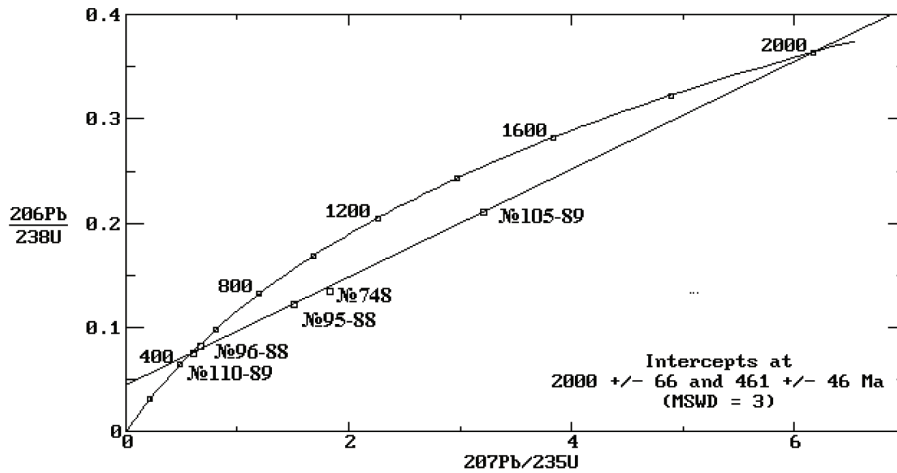
MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| BEST-FIT: | .0914742 | 3.45755E-03 | -.037798 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .0009583 | .001102 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .000869 | .0009997 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .001878 | .002161 | .0244 |
| Coordinates of Centroid: | X = 1.13267 | Y = .107068 | |

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 44% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .822

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 1144 +/- 20 and 55 +/- 34
(Upper inter. is >1125 and <1164; Lower inter. is >21 and <88)

Рис. 6.16. Диаграмма с конкордией (гранито-гнейсы Сусамыра и гнейсы Кокомерена)



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error | Correl. | 7/6 | %err |
|---------|------------|------|------------|------|-------|---------|-----|------|
| №110-89 | .60948 | 5 | .074864 | 5 | .95 | | | 1.58 |
| №105-89 | 3.21186 | 2 | .210998 | 2 | .95 | | | .632 |
| №748 | 1.83087 | 20 | .134063 | 20 | .95 | | | 6.32 |
| №95-88 | 1.51205 | 3 | .121747 | 3 | .95 | | | .949 |
| №96-88 | .66611 | 5 | .08183 | 5 | .95 | | | 1.58 |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| BEST-FIT: | .0517658 | .0444047 | -.8578 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .0004231 | .0009253 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .0007277 | .001591 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .002315 | .005064 | .133 |
| Coordinates of Centroid: | X = 1.90261 | Y = .142895 | |

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 3.1% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of 2.96

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 2000 +/- 66 and 461 +/- 46
(Upper inter. is >1936 and <2069; Lower inter. is >415 and <506)

Рис. 6. 17. Диаграмма с конкордией (для цирконов из гранито-гнейсов Кунгей Ала-Тоо и Зайлийского хр.)

В данной ситуации можно полагать, что полученный «истинный» возраст цирконов соответствует самому мощному из ранних их термальных преобразований, вероятнее всего – времени кристаллизации гранитов.

Вместе с тем для гранитов в выходах по р.Кызылсу на северном склоне Киргизского хребта, относившихся к **Тасакеминскому** интрузивному комплексу, получена другая дата. По пробам, отобраным здесь И.Л. Захаровым и В.А. Макаровым {№145, №3503, №2040}, для выделенных цирконов строится изохрона (рис. 6.18), дающая основания для их датирования в 727 ± 10 млн. лет.

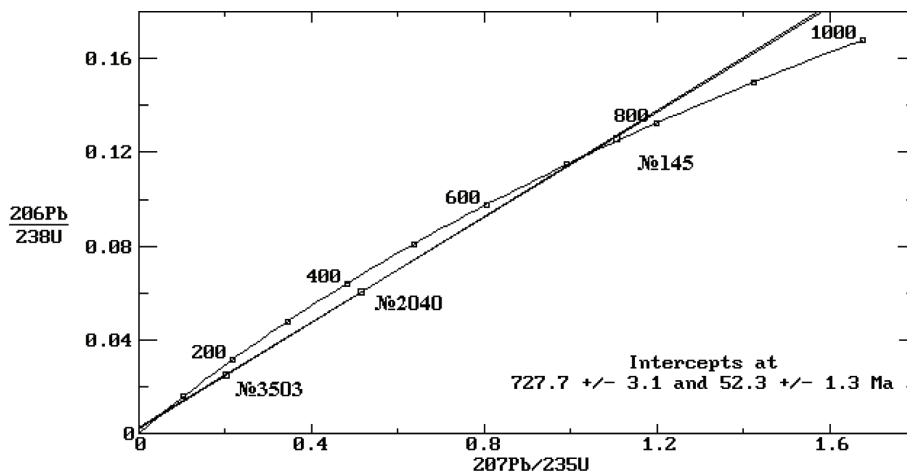


Рис. 18. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Боординского массива

Близкое возрастное положение можно было предполагать для гранито-гнейсов Кашкаджольского массива в правобережья р.Чон-Кемин, обладающего всеми признаками автохтонного образования и в этом отношении очень напоминающего Канджайляускую интрузию. Однако получить достоверную датировку по имеющимся результатам анализа цирконов из двух проб {№148-90, №148-90-А, Киселев, Апаяров} не представляется возможным. Результаты дискордантны и не образуют достоверной изохронной зависимости. Максимальные частные датировки, полученные по отношениям $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$, $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$, достигают 704 млн.лет, что дает основание лишь для предположения, что истинный возраст окажется не меньшим.

Любопытна единичная датировка, полученная по пробе {№2034, Захаров}, отобранной из гнейсов актюзской свиты в долине р.Кичи-Кемин у водозабора, выше поселка Актюз. Ее результаты ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206} - 1019 \pm 5$; $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235} - 912 \pm 5$; $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238} - 868 \pm 5$ млн. лет) – еще одно, весьма характерное подтверждение искаженности датировок по цирконам из метаморфических комплексов, испытавших многоэтапные преобразования.

В итоге рассмотрения имеющихся радиологических данных по возрасту пород метаморфических комплексов Северного Тянь-Шаня нетрудно заключить, что они запечатлели несколько докембрийских этапов, прослеживающихся во всех выходах.

Самым древним из них был этап термальных преобразований у рубежа в 2000 ± 50 млн. лет, с которым связаны процессы гнейсификации и внедрения интрузий. Воздействию подвергался, естественно, какой-то более древний сиалического состава метаморфический субстрат, отличить который от Срединно-Тянь-Шаньского пока не представляется возможным.

Следующими, близкими по возрасту с Срединно-Тянь-Шаньскими, были эпизоды термального воздействия на интервале – 1280–1300 млн. лет.

Последующая история преобразований метатолщ каледонид Северного Тянь-Шаня совершенно специфична.

Два мощных, практически повсеместно прослеженных термальных этапа, с которыми связаны и гнейсификация (в толщах фундамента), и внедрение гранитных интрузий (и в фундамент и в чехол), четко определяются рубежами в 1100 ± 50 и 1000 ± 30 млн. лет. Они выявлены только в Северном Тянь-Шане.

Более поздние многочисленные термально-магматические проявления целесообразно рассмотреть особо, поскольку они фиксируются не только в пределах ядер антиклинориев и «срединных масс», но и, собственно, в складчатых зонах, сложенных практически повсеместно композитными разрезами.

Аллохтоны и чехол палеоплатформ

Северный Тянь-Шань.

Повсеместный, как минимум, раннепротерозойский возраст метаморфического фундамента в каледонидах Северного Тянь-Шаня определяет возможность присутствия в составе его композитных складчатых комплексов, регионально метаморфизованных не выше зеленосланцевых фаций, представителей пород очень широкого возрастного диапазона: среднего, позднего протерозоя и нижнего палеозоя.

Среди них наибольший интерес, естественно, представляют магматические проявления базитового ряда, парагенетически связанные с океаническими и субокеаническими образованиями и, по сути, являющиеся единственными свидетелями рождения океанических структур.

Одновременно, как очень информативные, представляются рвущие гранитоидные интрузии, особенно те из них, которые контактируют с разнотипными по условиям седиментации разрезами и выполняющими роль «сшивающих» элементов структурных комплексов.

Наиболее древними из радиологически охарактеризованных базитовых проявлений среди композитных разрезов Северного Тянь-Шаня **оказались габбро-амфиболиты Турасу**, развитые в узкой полосе зоны меланжа у Ю-3 окраины Иссык-Кульского массива. Их выходы сопряжены с пластинами развальцованных гранито-гнейсов, относившихся к кошокбулакской свите. По пробам {№76-87, Киселев, Апаярв и №VIII, Семенов}, отобраным в долине р.Турасу, для гнейсов построена дискордия с параметрами: 1147.4 ± 2.3 и 129.2 ± 1.4 млн.лет, свидетельствующая о верности делавшихся предположений.

Для характеристики габбро-амфиболитов мы располагали анализами цирконов из трех проб {№7132, Лопин; №5433-1 и №5433-2, Замалетдинов}, проведенными в лаборатории КАЗИМСа В.А. Халиловым. Результаты изотопных анализов показаны на приведенной ниже диаграмме с конкордией (рис. 6.19).

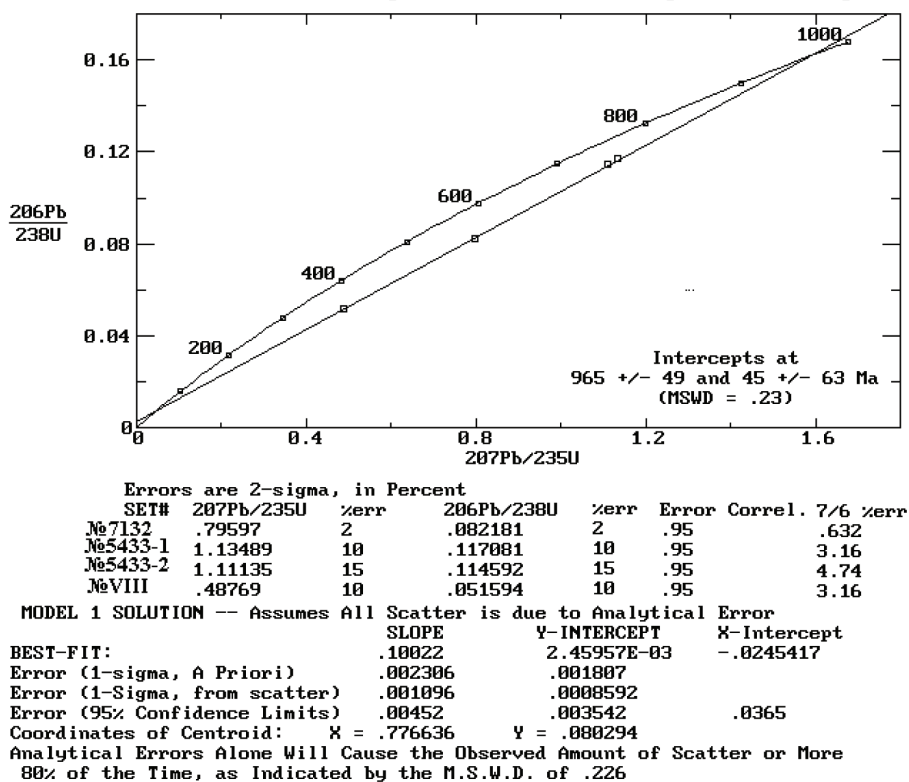


Рис. 6. 19. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро-амфиболитов.

Они с достаточной очевидностью свидетельствуют об относительной юности габбро-амфиболитов и их возрасте порядка 965 ± 49 млн.лет.

Необходимо отметить, что и анализировавшиеся гнейсы, и габбро-амфиболиты в обилии содержатся в виде ксенолитов в кварцевых диоритах **Донускудукского массива**, ставшего объектом пристального внимания после обнаружения залегающей на нем с предполагаемым размывом толщи кремнистых сланцев с турбидитами, содержащей в ряде блоков палеозойские фаунистические остатки (Стратифицированные..., 1982).

В то же время выходы донускудукских диоритов располагаются в поле выходов терской свиты спилито-диабазового состава, имея с ними наблюдавшиеся «горячие» контакты.

Из разных выходов кварцевых диоритов донускудукского массива было отобрано несколько проб {№74-87-1, №74-87-2, Киселев, Апяров, урочище Донускудук, у контакта с перекрывающей толщей; №160-91, Апяров, у «горячего» контакта с базальтоидами; №5434, Лопин, в нижней части долины р.Турасу}, результаты анализа цирконов из которых приведены на рис. 6.20.

Активные интрузивные контакты донускудукских диоритов с диабазами терской свиты свидетельствуют о заведомо докембрийском возрасте по крайней мере части ее разреза, оказавшегося композитным.

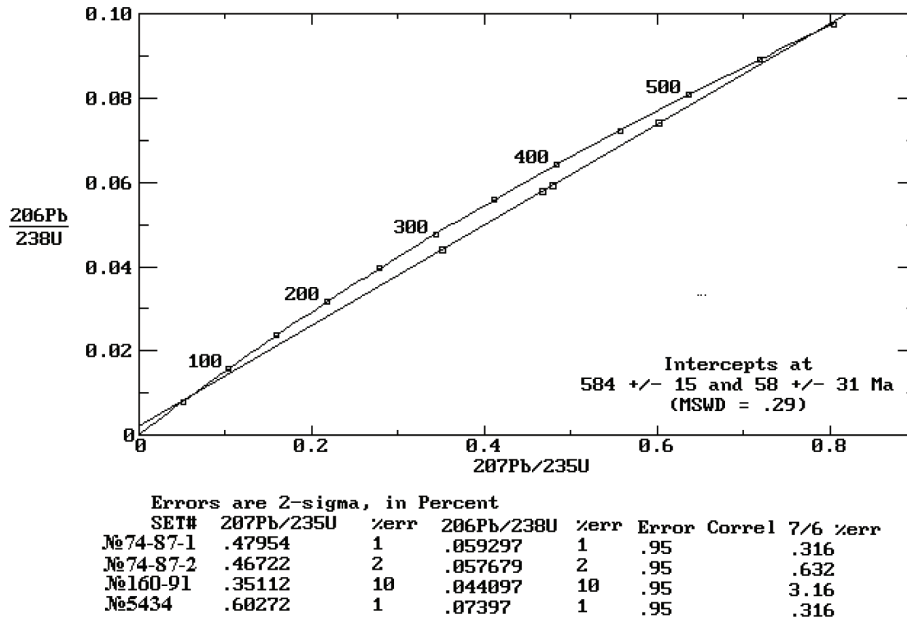


Рис. 6.20. Диаграмма с конкордией для цирконов кварцевых диоритов Донускудукского массива

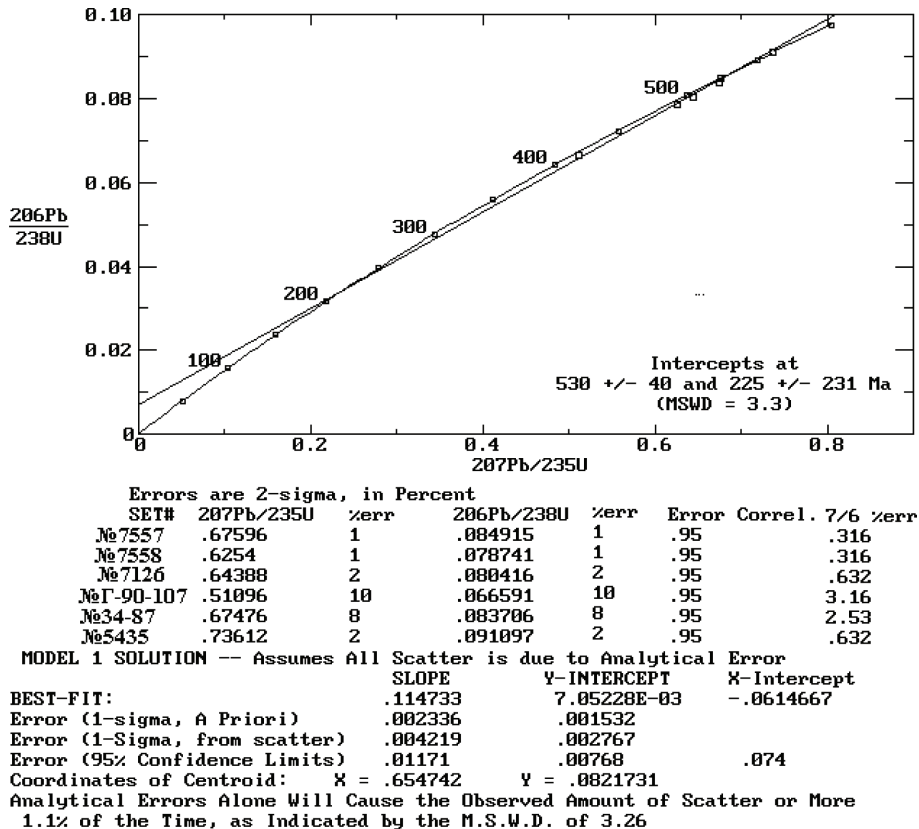


Рис. 6.21. Диаграмма с конкордией для цирконов монзонитовых габбро, габбро-диоритов Турасу-Джеруа

Это подтверждается и датировками **монцонитовых габбро** и габбро-диоритов, тесно связанных с базитами той же «терской свиты», возможно даже субсинхронных какой-то ее части.

По шести пробам, отобранном в разное время {№7557, №7558, № 7126, монцогаббро, Джеруй, Лопин; №Г-90-107, габбро, Турасу, Гесь; №Ф34-87, габбро-диориты, Донускудук, Апарьев; №5435, Турасу, габбро-диориты, Лопин} строится изохрона с параметрами (рис. 6.21), исключающими возможность датировки вулканитов моложе раннего кембрия.

В поле развития терской свиты в долине р.Джеруй закартировано несколько куполовидных тел монцонитов, для которых предполагается наложенное метасоматическое происхождение. По отобранном здесь пробам {№7125, №7130, Лопин} точно датировать объекты не удастся, поскольку цирконы в них все оказались с избыточным (относительно урана) свинцом, но частные датировки по отношению Pb^{206}/U^{238} достигают 537 млн. лет. Не исключено, что эти монцониты генетически и по возрасту близки монцонитовым габбро-диоритам.

У Ю-В окончания Киргизско-Терской складчатой зоны по долине р.Турук опробованы **гранодиориты Турукского массива**, прорывающие ашутурукскую свиту спилито-диабазового состава. Цирконы из отобранном по долине р. Турук проб {№77-87 и №36-83, диориты, Киселев, Апарьев} были растворены поэтапно, и в результате выполненных поэтапных изотопных измерений получено шесть точек для построения «внутренней» изохроны (рис. 6.22).

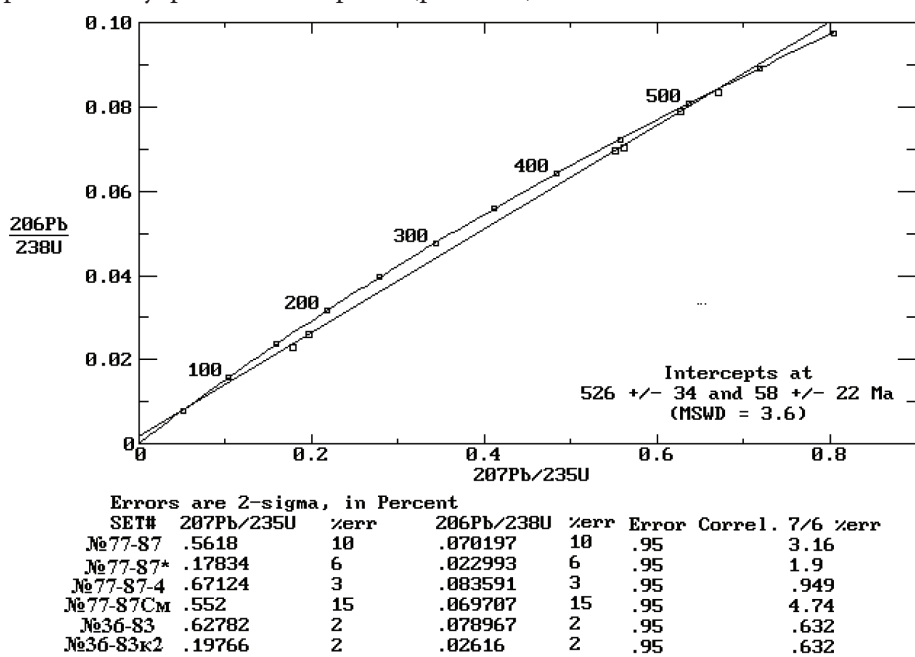


Рис. 6.22. График с конкордией для цирконов Турукских диоритов

Полученная изохронная датировка 526 ± 34 млн. лет аналогична таковой для монцодиоритов Турасу-Джеруя и подтверждает резонность проводившихся сравнений прорванных интрузиями вулканитов.

В Заилийском районе представляют интерес результаты по датированию силородных тел гнейсовидных диоритов – кварцевых диоритов, сопряженных с выходами габбро и серпентинитов вдоль Кичи-Кеминского разлома. Кварцевые диориты местами имеют переходы в габбро и связаны в единую генетическую серию с вмещающими базитами (амфиболовыми сланцами) куперлисайской свиты, но выделяются в качестве самостоятельного раннепротерозойского? **Долпранского интрузивного комплекса** (Стратифицированные..., 1982).

Нами проанализированы цирконы трех проб из гнейсовидных диоритов Северо-Бурубайского и, собственно, Долпранского массивов {№170, Макаров, №518-а, Захаров, №3504, Макаров, долина р. Кемин}.

Результаты не стали неожиданными и хорошо согласуются с другими изотопными датировками интрузивных проявлений региона. Практически идеальная изохрона (рис. 6.23) датирует решающее для цирконов термальное событие в 743 ± 50 млн. лет, которое можно соотносить с возрастом интрузии, трахитоидность которой, по-видимому, обязана динамической обстановке при кристаллизации.

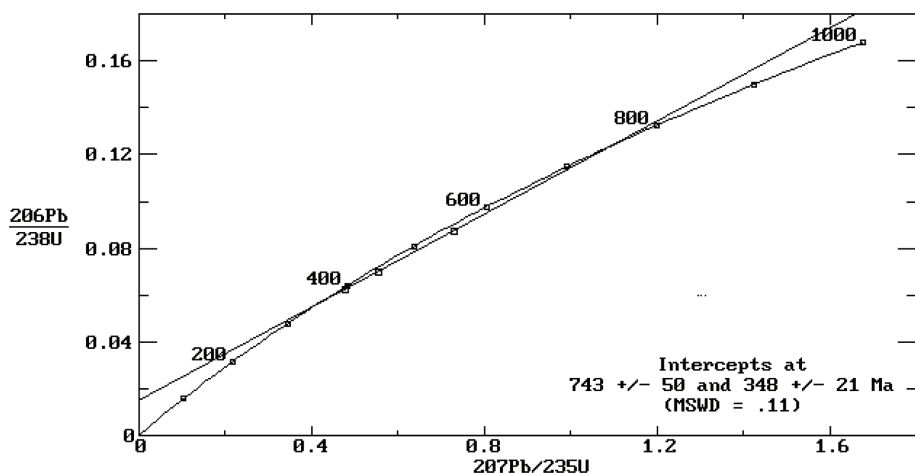
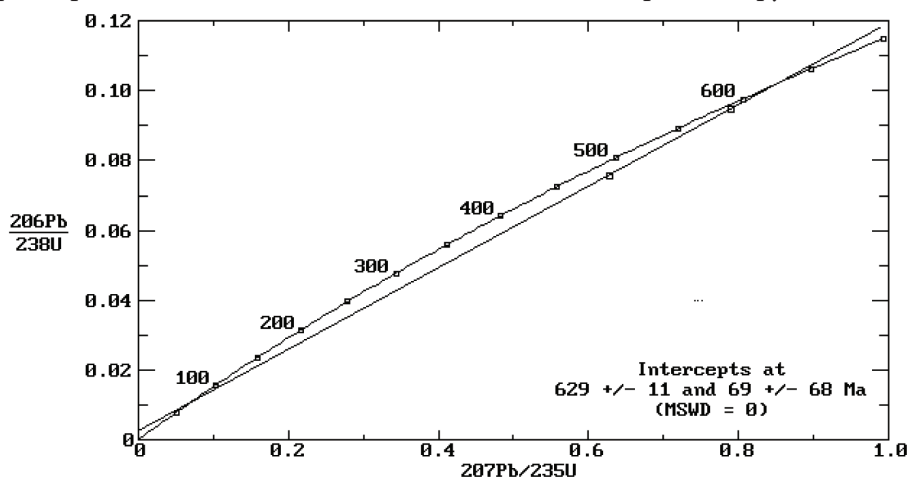


Рис. 6.23. Диаграмма с конкордией для цирконов Долпранского массива (№170, №518-а, №3504)

Неожиданными оказались результаты изотопного датирования **межформационных тел тоналитов**, развитых вдоль зоны Ц.Терской разлома.

По пространственной приуроченности к полосе выходов нижнепалеозойских субокеанических образований они полагались раннеордовикскими, хотя четкие интрузивные их соотношения известны лишь с протоплатформенными терригенно-карбонатными толщами (суекская серия).

В долине р. Кара-Куджур, по ее правому притоку (р. Чимбюлютю) В.И. Рубцовым опробовано межформационное тело тоналитов, располагающееся вдоль контакта бельчийской и тарагайской свит и имеющее с обеими «горячие», с ороговикованием, соотношения. Строящаяся по двум определениям (№040 и №8039) дискордия (рис. 6.24) не оставляет сомнений в близости возраста интрузии к 629 ± 11 млн. лет.



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error | Correl.7/6 | %err |
|-------|------------|------|------------|------|-------|------------|------|
| №040 | .629 | 2 | .07583 | 2 | .95 | .632 | |
| №8039 | .78982 | 1 | .09456 | 1 | .95 | .316 | |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| BEST-FIT: | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|---------|-------------|-------------|
| Error (1-sigma, A Priori) | .116466 | 2.57313E-03 | -.0220935 |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .001738 | .0013 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .003406 | .002549 | .0225 |

Coordinates of Centroid: X = .744715 Y = .0893068

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 100% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of 0

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 629 +/- 11 and 69 +/- 68
 (Upper inter. is >619 and <641; Lower inter. is >1 and <136)

Рис. 6.24. Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитов Бельче

Это обстоятельство не опровергает факта наличия и ордовикских тоналитов, но, без сомнения, свидетельствует об уже происшедшем к моменту внедрения этой интрузии совмещении разрезов докембрийских офиолитов и фрагментов верхнедокембрийского чехла палеоплатформы, в составе которого можно констатировать присутствие представителей суекской серии. Ее возраст, как отмечено выше, древнее прорывающих ее плагиогранитов (1025 ± 25 млн. лет), но моложе экургенкольско-бельчийского вулканического комплекса.

О радиологическом возрасте **экургенкольско-бельчийского вулканического** комплекса дают представление одно полное уран-свинцовое и несколько «прикидочных» (методом ТИЭ) определений по цирконам, выделенным из проб порфириидов экургенкольской свиты. Это пробы №679 {порфирииды, р. Кара-Куджур, левобережье, Миколайчук} и №7-81 {порфирииды, экургенколь, Киселев, Апаяров}. Результаты: $Pb^{207}/U^{235}=2.3842$ (1235), $Pb^{206}/U^{238}=0.22840$ (1325), $Pb^{207}/Pb^{206}=0.075787$ (1090); ТИЭ – $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.085196 \pm 0.0006$ (1320 \pm 20 млн.лет), $Pb^{207}/Pb^{206}=0.082779 \pm 0.0005$ (1265 \pm 20 млн. лет).

Необходимо особо подчеркнуть роль, которую играют в строении Северного Тянь-Шаня гранитоидные интрузии. Они составляют не менее 70% выходов домезокайнозойских образований,

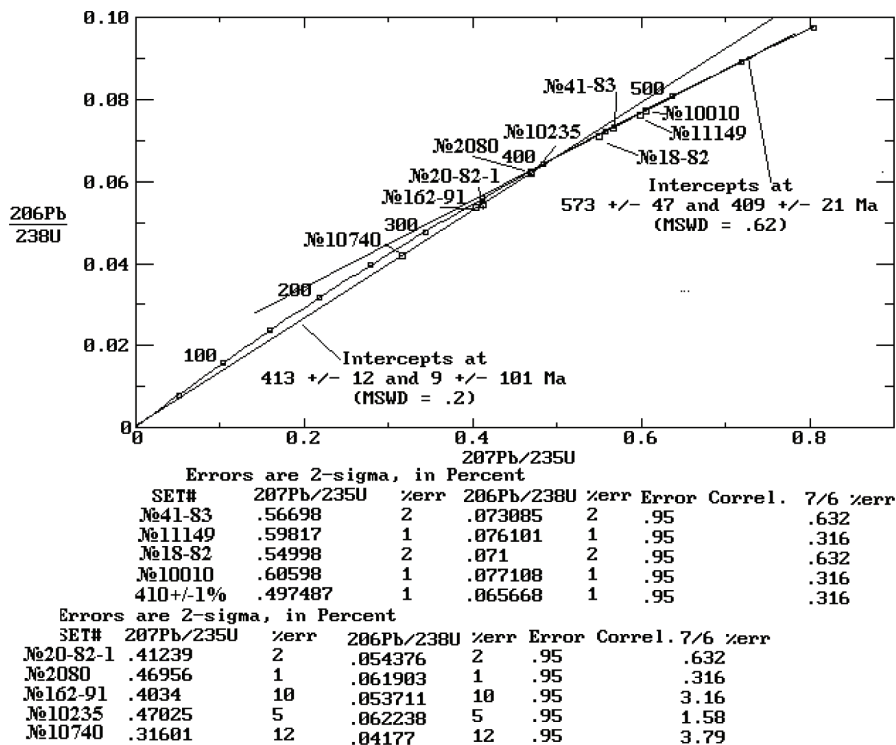


Рис. 6.25. Диаграмма с конкордией для цирконов гранодиоритов Терскея.

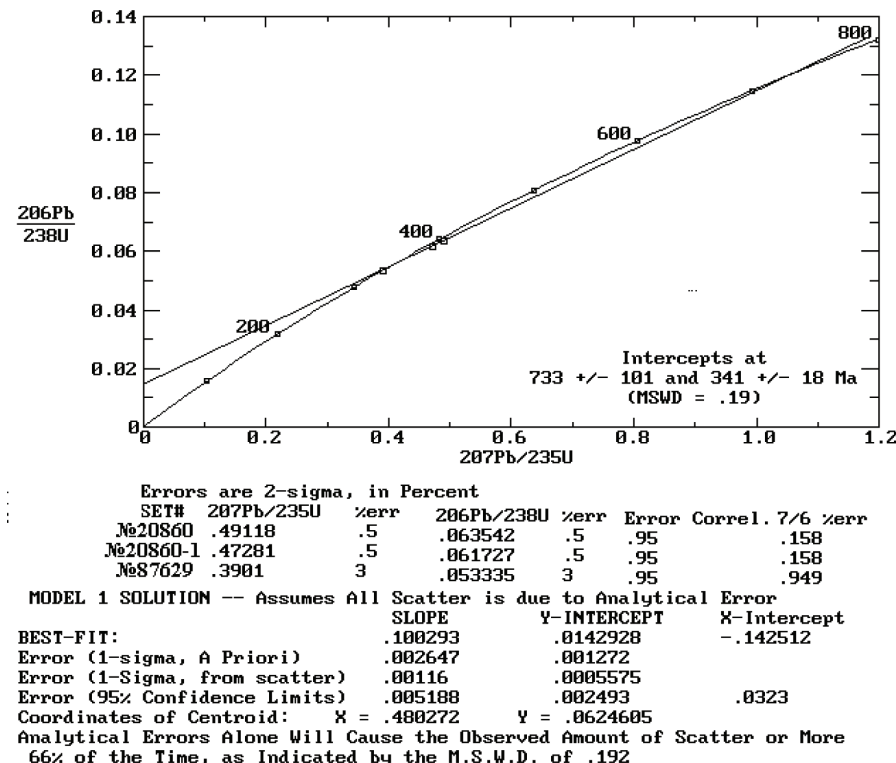


Рис. 6.26. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Долонатинского массива

причем естественно, что среди них считаются преобладающими каледонские проявления, обязанные процессам каледонской коллизии.

Вместе с тем изотопное датирование наиболее распространенных магматических комплексов разрушило стройную теоретическую последовательность, которая должна была реализоваться в соответствии с концепцией «цикла Вильсона». Выделявшиеся по составу и характерным структурным признакам магматические комплексы оказались состоящими из разновозрастных тел, далеко не всегда имеющих четкие картируемые ограничения. Очень показательным в этом отношении стал Терсейский массив диоритов – гранодиоритов, относившийся к характерному «ирдыкскому» (Стратифицированные..., 1982) позднерифейскому комплексу.

Для наиболее типичных его представителей определены уран-свинцовые изохронные возраста (по цирконам, более 20 проб) в 409 ± 13 и 436 ± 5 млн. лет (Киселев 1999). Но вместе с тем это интрузивное тело включает явные ксенолиты, которые либо не картировались, либо считались представителями разных фаз. К примеру, по пробам {№41-83, гранодиориты Барскауна, Апаяров; №11149, гранодиориты р.Джууку, Лопин; №18-82, гранодиориты р.Тоссор, Киселев, Апаяров; №10010, гранодиориты междуречья Сарыбулак-Чон Джаргылчак, Лопин} строится изохрона с параметрами, свидетельствующими о возрасте метаморфической «накладки» (409 ± 21), совпадающем с возрастом цирконов (413 ± 12) в разных по составу породах, в том числе и в макроскопически неотличимых разновидностях гранодиоритов {№162-91, гранодиориты, р.Тоссор, Киселев, Апаяров; №10740, граниты, междуречье Тоссор-Каджисай, Лопин; №20-82-1, гранодиориты, р.Джууку, Киселев, Апаяров; №10235, ксенолит габбро в диоритах, р.Тоссор, Лопин; №2080; граниты, р. Чон-Джаргылчак, Храмков}. Между тем «истинный» возраст цирконов оказывается равным 573 ± 47 млн.лет (рис. 6.25).

Аналогична ситуация с Тасакеминским гранитоидным комплексом, считавшимся рифейско-вендским.

Выше мы привели результаты анализа цирконов из гранитов Боординского массива (727.7 ± 3.1 млн.лет), относившегося к Тасакеминскому комплексу.

Близкие результаты получаются по части проб, отобранных в гранитах Долонатинского массива Ш. Замалетдиновым и М. Гесем в долине р. Чон-Аксу (№20860, №20860-1, №87629, рис. 6.26), но при наличии отсюда же проб из адаметлитов {№20850, №20840, Замалетдинов} со сходящимися датировками по всем трем отношениям – 436 ± 5 млн. лет.

К тому же к Тасакеминскому комплексу относились такситовые гранодиориты Шаркратминского массива в выходах по долине р.Тюп на южном склоне Кунгей Ала-Тоо.

Этими гранодиоритами прорывается терригенно-карбонатная чолокторская свита условного рифея, а сами они считаются прорванными гранитами Суусамырского комплекса.

Предполагавшаяся геологами ситуация подтверждается радиологическими данными.

По пробам {№7321, №4253, №7354, среднее течение долины р.Тюп, гранодиориты, Северинов} строится изохрона (рис. 6.27) с параметрами, свидетельствующими о значительной разбалансировке уран-свинцовых геохимических систем аксессуарных цирконов с «истинным» возрастом порядка 509 ± 17 млн. лет.

Сходные результаты дает анализ геохимических систем цирконов из такситовых гранодиоритов, собственно, Тасакеминского массива (рис. 6.28).

По пробам {№988, гранодиориты, р.Ушбулак; №10346, р.Тегерменты, Макаров; №2037, правый борт долины р.Чон-Кемин, Христова} восстанавливается изохронная зависимость на интервале: 531 ± 40 - 400 ± 10 , где первая дата – время рождения сбалансированной уран-свинцовой системы, которая закономерно трансформируется под воздействием термального события у даты в 400 ± 10 млн.лет.

Еще более древние фрагменты зафиксированы в поле развития такситовых гранодиоритов Тасакеминского массива по пробам М.Д. Гесья и Ф.Х. Апаярова.

По сильно дискордантным датировкам цирконов пробы {№66-а, гранодиориты, Гесь, определения Халилова} получается, что возраст их уран-свинцовой геохимической системы не меньше 769 млн. лет, поскольку это возможно лишь в случае современного (или близкого к современному времени нарушения системы). Если же предположить, что время метаморфического воздействия обязано широко распространенному термальному воздействию в 50 млн.лет, возраст цирконов окажется большим 800 млн.лет.

Приведенные примеры показательны прежде всего как доказательства одновременного присутствия в композитных разрезах каледонских складчатых зон Северного Тянь-Шаня и как

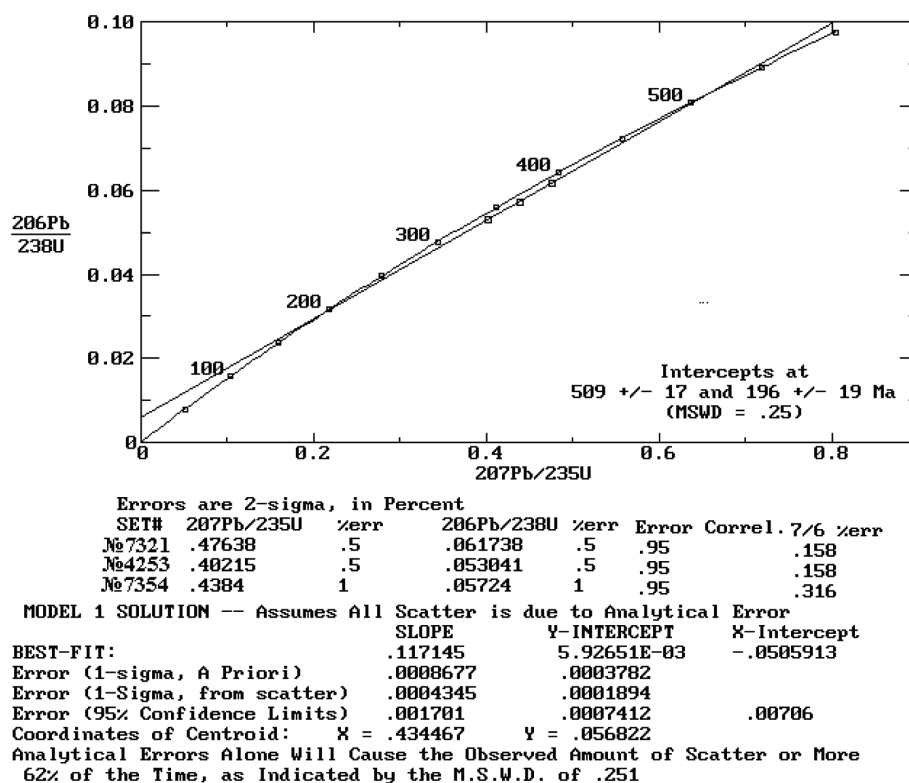


Рис. 6.27. Диаграмма с конкордией для цирконов гранодиоритов Шаркратминского массива

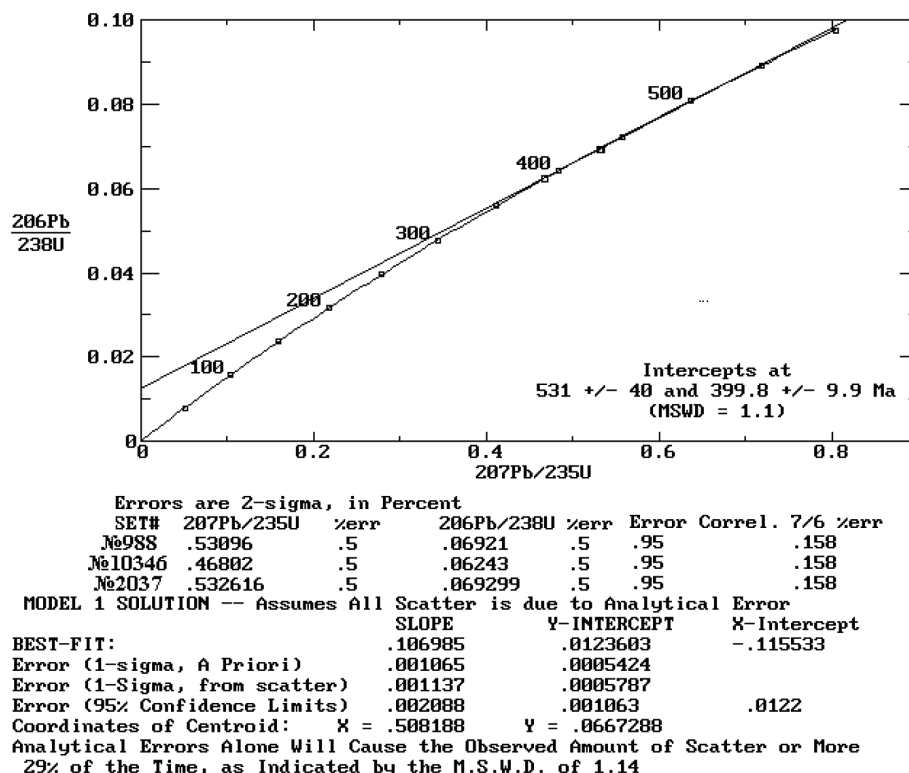


Рис. 6.28. Тасакеминский массив

фрагментов верхнедокембрийских офиолитовых комплексов, так и докембрийского чехла. Они показательны и в методическом плане, поскольку позволяют утверждать, что датировки, полученные уран-свинцовым методом по цирконам кристаллических комплексов складчатых зон, практически могут быть лишь омоложенными.

Таласо-Каратауский блок

По ведущим признакам структурно-формационного районирования (времени решающей складчатости и основных магматических проявлений) он принадлежит каледонидам Северного Тянь-Шаня.

Объектом принципиальной важности здесь стал **Бабаханский массив** плагиогранитов, расположенный среди «немых» интенсивно и неоднократно деформированных (Беккер 1989) карбонатно-терригенных толщ, сравнивавшихся с байкальским орогенным комплексом (Максумова 1980). Позднее в сходных калькаренидах, относившихся к разным свитовым подразделениям, были обнаружены обломки микрофаунистических остатков (Краськов 1985; Мамбетов, Максумова 1995; Апаяров, Мамбетов 2001) раннего палеозоя, давшие повод для пересмотра стратиграфии Таласских толщ и рождению нескольких взаимоисключающих геодинамических моделей формирования Таласо-Каратауского структурного блока (Бакиров, Максумова 2001; Зарщиков 2003; Киселев 2001, 2005; Клишевич, Семилеткин 1995; Максумова, Дженчураева, Березанский 2001; Моссаковский и др. 1993; Хераскова и др. 2001).

Из бабаханских плагиогранитов для последующего выделения цирконов было отобрано 7 проб. Три из них {№90-88, №91-88 и №92-88-шлиховая, р.Бабахан, Киселев} взяты в центральной части массива, а 4 {№129-90, №133-90, №135-90-элювий, р. Шильбили и р.Сулубакаир, Апаяров, и №118-89, р.Бабахан, Киселев, Апаяров} – из мелких сателлитов широкой зоны экзоконтакта.

Результаты изотопного анализа проб приведены на рис. 6.29. В них прежде всего обращает на себя внимание группировка точек изотопных отношений по двум разным линиям в соответствии с проводившимся геологами разделением массива на две разновозрастные (центральную – более глубокую, и периферическую – апикальную) части. Кроме того, обособились, как относительно обедненные радиогенным свинцом, цирконы, отмытые из делювия.

Возраст цирконов апикальной части массива, вопреки ожиданиям, оказался более юным – 934 ± 60 млн.лет, чем цирконов из наиболее эродированной, центральной его части – 1180 ± 194 .

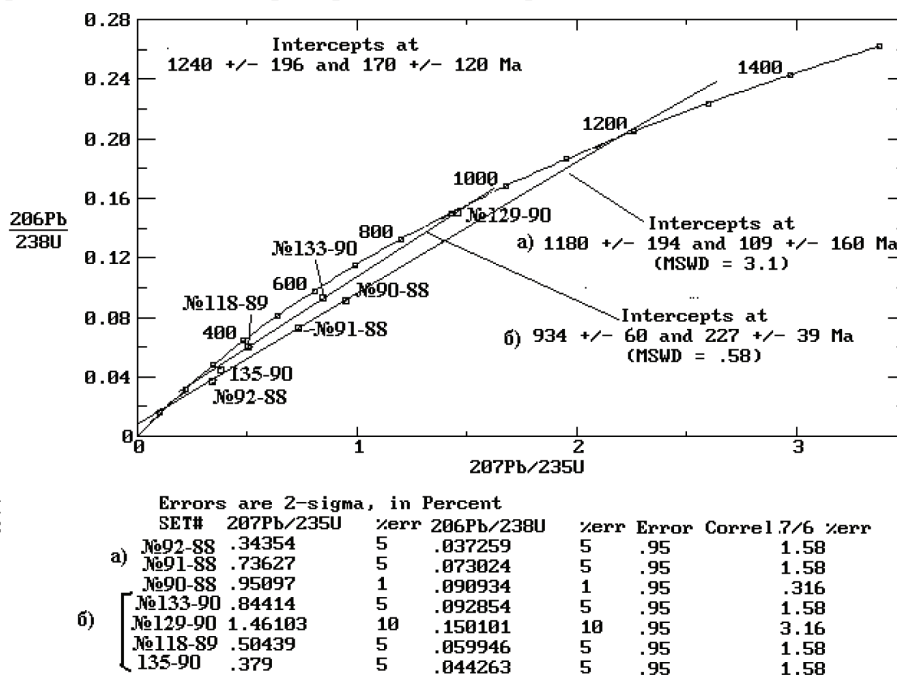


Рис. 6.29. Диаграмма с конкордией и точками уран-свинцовых отношений в цирконах проб плагиогранитов Бабаханского массива: а) пробы центральной, б) периферической частей массива

В верхней части диаграммы (рис. 6.29) приведены параметры изохронной зависимости, которая рассчитывается по совокупности всех результатов изотопных анализов цирконов бабаханских плагиогранитов. В рамках математически допустимой по ее результатам точности «истинный» средний минимальный возраст уран-свинцовых систем цирконов не выходит за пределы (не меньше) 1000 млн. лет и может достигать 1400 млн.

Ни та, ни другая датировки не удовлетворяют условиям строившихся гипотез, но определенно свидетельствуют о допозднекембрийском возрасте прорываемых карбонатно-терригенных толщ, отнесение которых к карагаинской серии (сарыджонская, чаткарагайская и кызылбельская свиты) сейчас оспаривается.

В левобережье р.Бакаир для проверки гипотез взаимовлияния интрузии и вмещающих толщ, в зоне С-В экзоконтакта массива, из полевошпато-кварцевых песчаников была взята проба {№114-89, Апаяров}, оказавшаяся обогащенной тяжелой минеральной фракцией, в том числе цирконом.

Результаты их полного уран-свинцового изотопного анализа (датировки по отношениям: 207/206 – 2010 млн. лет, 207/235 – 1705, 206/238 – 1470), подтвержденные несколькими определениями по Pb207/Pb206 методом термоионной эмиссии (ТИЭ), (2007±20, 2015±15 млн. лет), говорят об отсутствии подозреваемого взаимовлияния и не противоречат друг другу.

Аналогичны результаты анализа цирконов из проб {№119-89 и №120-89, Апаяров}, отобранных из песчаников гряды Кызыл-Таш в правобережье р. Куркуреу-Су в зоне Западного экзоконтакта интрузии: №119-89 – 207/206 – 1980, 207/235 – 1550, 206/238 – 1260 млн. лет; №120-89 – 207/206 – 1895±15 млн. лет (метод ТИЭ).

С этими данными согласуются и изотопные датировки, полученные по цирконам, выделенным из **риолитов контрастной вулканогенной толщи** (чиимташская свита), картируемой в основании видимого разреза Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны. Все замеры Pb207/Pb206 в цирконах из пробы {№59-86, р. Чиимташ, правобережье р. Каракульджа-зап., Киселев, Апаяров}, выполненные методом ТИЭ, дали результат – 0.0765±0.0003, соответствующий датировке в 1110±15 млн. лет.

Можно считать, что древний чехол континентального блока Таласо-Каратауской зоны, имевший основным петрофондом активно размывавшийся фундамент с гранитоидами двухмиллиардного уровня, включает контрастную вулканогенную серию и прорывается гранитоидами, субсинхронными (920±30 млн. лет) базитам (Бессаз, Турук) (Макарычев, 1978) предполагаемого продолжения сутурных зон Таласа.

Для заведомо докембрийских кристаллических образований, присутствующих в составе древнего чехла Таласо-Каратауского сиалического блока, заслуживают упоминания радиологические возрастные определения для цирконов из **кислых вулканитов курганской свиты**. Последняя входит неизменно членом в состав тектонических пластин, картировавшихся в качестве малокаройской серии.

Поражает простота образуемых серий структур, выдержанность разрезов и наличие в них характерных горизонтов с фаунистическими остатками всего диапазона границы докембрия – палеозоя, вплоть до среднего ордовика (включительно). Легкая опознаваемость литологических горизонтов типа аркозового (актугайская свита), тиллитового (конуртобинская), фосфоритоносного, вместе с повсеместным наиболее высоким (относительно преимущественно «немых», интенсивно дислоцированных толщ) гипсометрическим положением убеждают в сохранности в пределах этих пластин первичных последовательностей.

Все это делает вулканиты курганской свиты исключительно привлекательным объектом. Однако редкие горизонты риолитов среди преимущественно туффито-туфовых составляющих ее разрезов содержат очень мелкий и трудно извлекаемый акцессорный циркон, собранные количества которого оказались достаточными лишь для одного полного уран-свинцового анализа и нескольких определений методом ТИЭ.

Серия проведенных замеров радиогенного отношения Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ в прошедших химическую чистку мельчайших кристаллах циркона в пробе №70-86, отобранной из риолитов курганской свиты в выходах по р. Актугай в М.Каратау {Киселев, Апаяров, Беккер} дала устойчивый, многократно повторенный результат – 0.0623±0.0003, соответствующий датировке в 685±10 млн.лет.

Полный анализ цирконов, выделенных из туфов этой свиты {№47-84, Киселев, Соколов, Апаяров} в выходах по долине р. Коктал в М. Каратау, дал несколько иной, дискордантный по разным отношениям результат: Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ – 830 млн. лет, Pb²⁰⁷/U²³⁵ – 780 млн. лет, Pb²⁰⁶/U²³⁸ – 760 млн. лет. Отношение Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶, замеренное в этих цирконах методом ТИЭ, оказалось близким – 0.0666±0.0003, соответствующим дате в 825±10 млн. лет.

Высокие значения датировок, полученные по отношениям Pb²⁰⁷/U²³⁵ и Pb²⁰⁶/U²³⁸ в полном анализе, не позволяют думать, что «истинный» результат по пробе может быть меньшим 760 млн. лет. Расхождения в датировках, по-видимому, связаны с присутствием в туффитах привнесенных цирконов, и возраст свиты в таком случае, скорее, отвечает дате, полученной для риолитов.

Срединный Тянь-Шань.

Пояс Срединного Тянь-Шаня, включающий Чаткало-Нарынский и Большекаратауский блоки, на основе критериев проявления решающей складчатости и интрузивного магматизма относится к герцинидам Южного Тянь-Шаня.

Докембрийская часть его разрезов, занимающая промежуток между кристаллическим фундаментом и ранним палеозоем, структурно причленяется к палеозою. В ее составе выделено несколько уровней, включающих вулканогенные образования, пригодные для радиологического датирования.

Прежде всего это порфиroidы, закартированные в киргизской части Тянь-Шаня в качестве серии Б. Нарына, а в Каратау – кайнарской свиты (Киселев, Королев и др. 1981; Киселев, Апаев и др. 1988; Докембрий Средней., 1982). Разрезы этих подразделений оказались сходными и были расчленены на идентичные и хорошо коррелирующиеся составляющие с двумя уровнями вулканитов (нижним и верхним) и разделяющим их комплексом кварцито-карбонатных пород (бакырлинская, надырбайская свиты, кварцито-карбонатная толща). За большенарынским сохранился только верхний уровень (надбакырлинский) вулканитов (Киселев 1991). Именно он получил наиболее надежное возрастное радиологическое обоснование.

По пробам, отобранным в бассейне Б. Нарына из риолитов прикровлевой части серии {№9-81, р. Курменты, №210, р. Чирпыкты, Киселев, Апаев; №3259, р. Курменты, Сагындыков}, для выделенных акцессорных цирконов проведены количественные и изотопные уран-свинцовые определения (рис. 6.30)

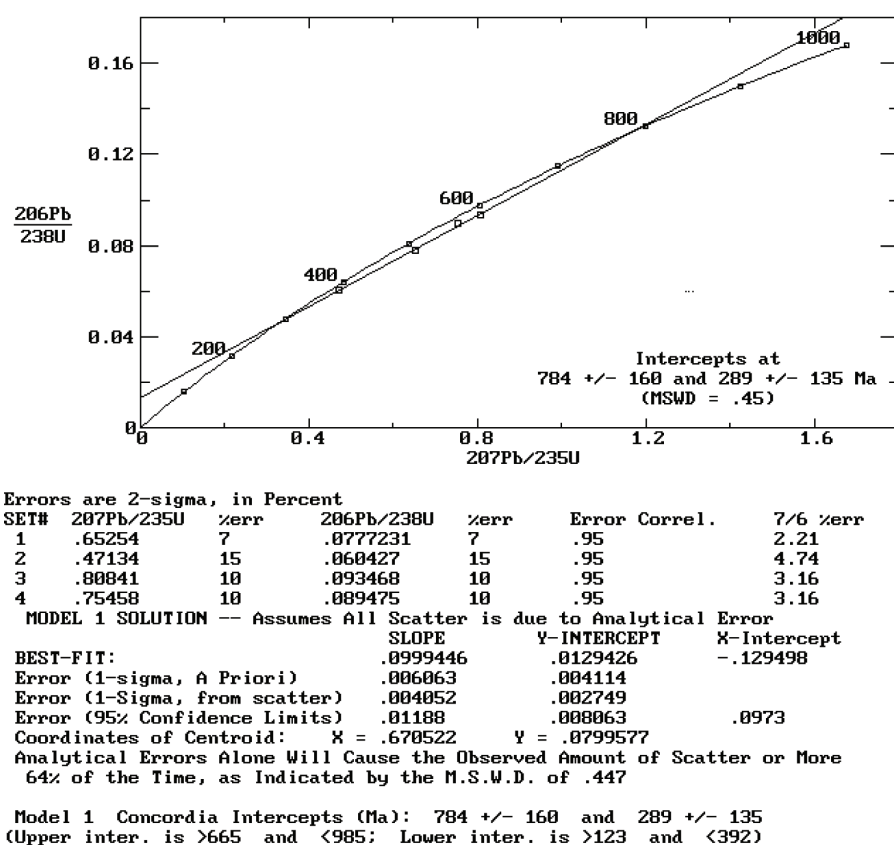


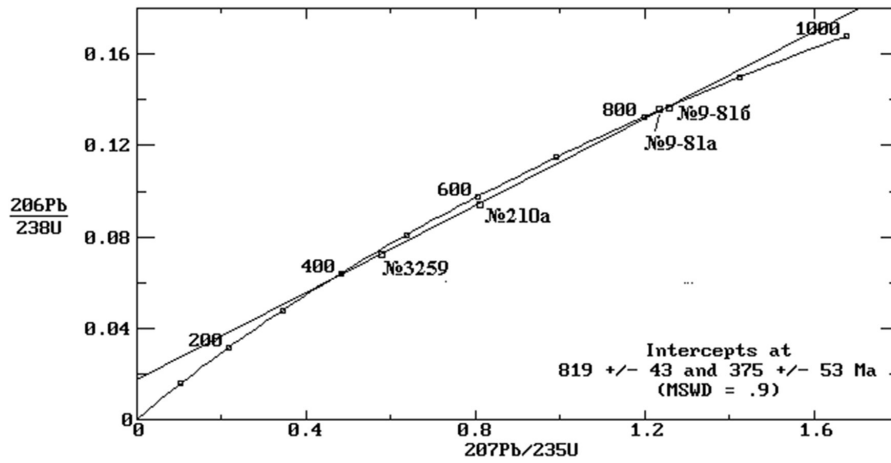
Рис. 6.30. Диаграмма с конкордией, цирконы риолитов серии Б. Нарына

Строящаяся вполне корректная изохрона свидетельствует о заведомо позднерифейском возрасте вулканитов (819±43 млн. лет), который подтверждается несколькими единичными определениями по цирконам из проб, отобранных в выходах порфиroidов **большенарынской** серии в хр. Акшийрак по р. Акбель {№4528, №4528-2, Чернов}: $Pb^{207}/U^{235} = 0.82962$ (613 млн.), $Pb^{206}/U^{238} = 0.093037$ (573 млн.), $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.064673$ (764 млн.лет) и $Pb^{207}/U^{235} = 0.65314$ (510 млн.), $Pb^{206}/U^{238} = 0.072028$ (448 млн.), $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.065767$ (799 млн.лет), а также в Б.Каратау по р.Алмалы {№4-81, порфиroidы кайнарской свиты, Киселев, Апаев}: $Pb^{207}/U^{235} = 0.98130$ (694 млн.), $Pb^{206}/U^{238} = 0.115948$ (707 млн.), $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.061381$ (653 млн.лет).

По результатам последних из приведенных единичных дискордантных определений можно заключить лишь, что возраст геохимических систем анализировавшихся цирконов не меньше 707 млн. лет, что подтверждается возрастными определениями, выполненными по цирконам для монцодиоритов **кумыстинской интрузии**, тела которой отчетливо прорывают вулканиты кайнарской свиты.

На рис. 6.31 приведена диаграмма с конкордией, характеризующая результаты изотопных определений, выполненных В.А. Халиловым по цирконам из проб {№Б-1, №Б-1а, №Б-2, №Б-2а, курдыкский массив, диориты, Халилов} кумыстинских монцодиоритов.

Значительность возможной ошибки выполненного определения не мешает заключению о позднерифейском возрасте интрузии, что подтвердилось анализом цирконов из гранодиоритов



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error | Correl. 7/6 | %err |
|--------|------------|------|------------|------|-------|-------------|------|
| №9-81a | 1.23542 | 5 | .136101 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №9-81b | 1.25788 | 5 | .136295 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №210a | .81217 | 7 | .094213 | 7 | .95 | | 2.21 |
| №3259 | .57878 | 5 | .072562 | 5 | .95 | | 1.58 |

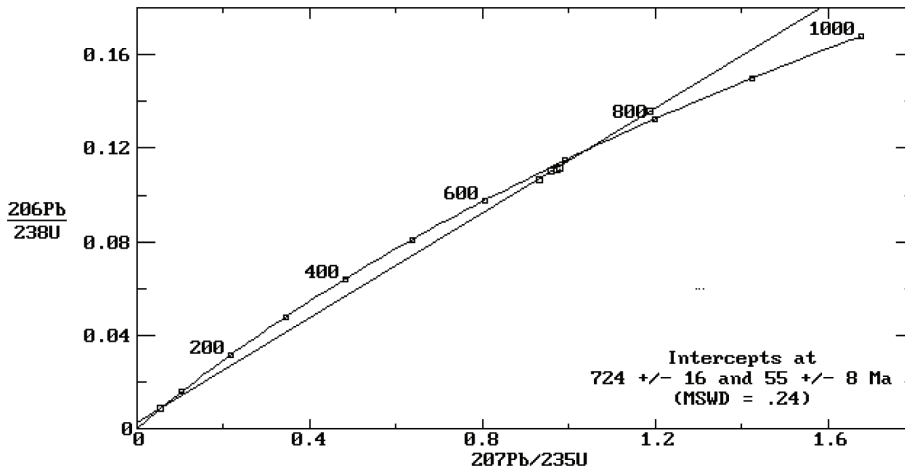
MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|-------------|--------------|-------------|
| BEST-FIT: | .0952396 | .0173479 | -.18215 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .001524 | .001379 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .001447 | .001309 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .002987 | .002702 | .0338 |
| Coordinates of Centroid: | X = .852833 | Y = .0985714 | |

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 41% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .902

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 819 +/- 43 and 375 +/- 53
 (Upper inter. is >777 and <864; Lower inter. is >321 and <427)

Рис. 6.31. Диаграмма с конкордией, цирконы диоритов курдыкского массива



Errors are 2-sigma, in Percent

| SET# | 207Pb/235U | %err | 206Pb/238U | %err | Error | Correl. 7/6 | %err |
|---------|------------|------|------------|------|-------|-------------|------|
| №1-81-1 | 1.10867 | 5 | .1356 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №1-81-2 | .97161 | 5 | .110838 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №1-81-3 | .98013 | 5 | .111811 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №1-81a | .95898 | 5 | .110464 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №2-81 | .93279 | 5 | .106732 | 5 | .95 | | 1.58 |
| №совр. | .055661 | 10 | .008568 | 10 | .95 | | 3.16 |

MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error

| | SLOPE | Y-INTERCEPT | X-Intercept |
|-------------------------------|-------------|--------------|-------------|
| BEST-FIT: | .112033 | 2.33182E-03 | -.0208137 |
| Error (1-sigma, A Priori) | .0004589 | .0001754 | |
| Error (1-Sigma, from scatter) | .0002257 | 8.623E-05 | |
| Error (95% Confidence Limits) | .0008995 | .0003437 | .00315 |
| Coordinates of Centroid: | X = .191087 | Y = .0237397 | |

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More 91% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .242

Model 1 Concordia Intercepts (Ma): 724 +/- 16 and 55 +/- 8

Рис. 6.32. Диаграмма с конкордией, цирконы Ранского массива

Ранского массива. Последний уникален в том отношении, что, имея интрузивные контакты с кайнарскими вулканитами, перекрывается с разрывом толщей конгломератов (ранская свита), которая

имеет тиллитовую надстройку. Ранский массив таким образом является уникальным геологическим свидетельством дотиллитового возраста кайнарских вулканитов и масштабности перерыва, разделяющего вулканогенный и тиллит-тиллоидный комплексы.

Мы располагали пятью полными анализами цирконов из двух проб (№1-81 и №2-81, диориты, Киселев, Апаяров), отобранных в выходах диоритов по долине р.Ран, непосредственно под элювиальными брекчиями в основании конгломератов ранской свиты. Диаграмма с конкордией (рис. 6.32) демонстрирует дискордантность всех полученных датировок, но четкую связь в единой системе уран-свинцовых зависимостей, которые могут возникнуть при условии кристаллизации цирконов 724 ± 16 млн. лет и вторичных воздействиях в начале эоцена (55 ± 8 млн. лет).

Таким образом, можно констатировать близкий возраст верхнего уровня вулканитов большенарынской и кайнарской свит, больший 724 ± 16 млн. лет и, по-видимому, мало отличающийся от возраста гранитоидов с датировками в 820 ± 20 , зафиксированными в метатолщах кристаллического фундамента востока Срединного Тянь-Шаня.

Нижний (подбакырлинский) уровень вулканитов, по-видимому, намного древнее. Об этом свидетельствуют результаты предварительного изотопного исследования цирконов (методом ТИЭ) из проб {№40-83, №56-85, порфиroidы, р.Карачункур, верховья Б.Нарына; №3-81, порфиroidы под бакырлинскими доломитами, р.Кумысты, Б.Каратау, Киселев, Апаяров}: $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.0822 \pm 0.0007$, соответствующие 1250 ± 20 млн.лет, $Pb^{207}/Pb^{206} = 0.085372 \pm 0.0002$ (1325 ± 7 млн. лет)

Этому уровню вулканитов вероятно коррелятны рапакивиподобные граниты, выделенные в сарыджазском комплексе и датированные в 1280 ± 39 млн. лет, а в Северном Тянь-Шане – вулканиты экургенкольско-бельчийского уровня с аналогичным набором датировок.

Цирконы в терригенных толщах Тянь-Шаня.

Специальные исследования цирконов показали возможности их использования в качестве надежных конечных продуктов крайней как магматической, так и осадочной дифференциации горных пород (Циркон..., 1985).

Опытным путем была доказана уникальность природных «шлихо-минералогических» лабораторий, способных обогащать детритовым цирконом строго одного типа определенные горизонты единых седиментационных бассейнов. И, таким образом, возможность использования цирконов в качестве очень информативного терригенного компонента осадочных пород, дающего представление как об палеогеографической обстановке в седиментационном бассейне, источниках обломочного материала, так и о его возрасте, позволяющем строить более обоснованные геодинамические модели.

Первые же попытки анализа цирконов из олигомиктовых кварцевых песчаников хорошо прослеживающегося горизонта **актугайской свиты** малокаройской серии показали удивительное однообразие состава тяжелой фракции и практическую идентичность цирконов. На всем большом протяжении выходов свиты (более 400км) цирконы тяжелой фракции песчаников, анализировавшиеся на изотопные отношения радиогенного свинца в практически отдельно взятых зернах (метод ТИЭ), давали удивительно устойчивые результаты, соответствующие их возрасту в интервале 1950–2200 млн. лет.

Это побудило провести несколько полных анализов цирконов в довольно крупных навесках (до 300мг), {№Ф332-87, М. Каратау, Апаяров, №Ф331-87, Талас, р. Конуртобе, Апаяров}, подтвердивших предварительные определения (рис. 6.33). Очевидные смеси терригенных цирконов дали сходные в целом и сравнительно близкие по разным изотопным отношениям результаты, что могло свидетельствовать о высокой степени дифференциации обломочного материала и идентичности петрофонда, равномерно распределенного в едином осадочном бассейне. Цирконы явно происходили из комплекса метаморфического фундамента, причем среди них преобладали разности, испытавшие ведущие геохимические преобразования на известном нам этапе в 2 ± 0.2 млрд.лет.

Эксперимент с анализом терригенных цирконов из песчаников немых толщ Таласа был продолжен на **узунахматской свите**, отличавшейся от других толщ Таласа обилием эдафогенного материала и кислых вулканитов неизвестного источника.

Несмотря на полимиктовость состава обломочного материала, цирконы из отмытых шлихов проб, отобранных из разных мест и стратиграфических уровней свиты {№Ф27-86, №Ф28-86, р.Кумыштаг, Апаяров; №2064, р.Кумыштаг, Беккер; №152-91, р.Терек, Апаяров; №157-91, р.Узунахмат, Киселев, Апаяров; №2078, р.Шильбели, Беккер}, так же, как и в первом случае, оказались с идентичным изотопным составом радиогенного свинца с двумя вариантами замеренных значений (ТИЭ), соответствующих датировкам в 1200 ± 15 и 1120 ± 20 млн. лет. Четыре полных анализа навесок циркона

из шлихов, представляющих смеси, дали дискордантные результаты, не выходящие за рамки значений, полученных по отношению Pb^{207}/Pb^{206} методом ТИЭ, но на диаграмме с конкордией (рис. 6.32) образующие компактную область размещения и выстраивание в линии происходившего закономерного смешения – псевдоизохроны.

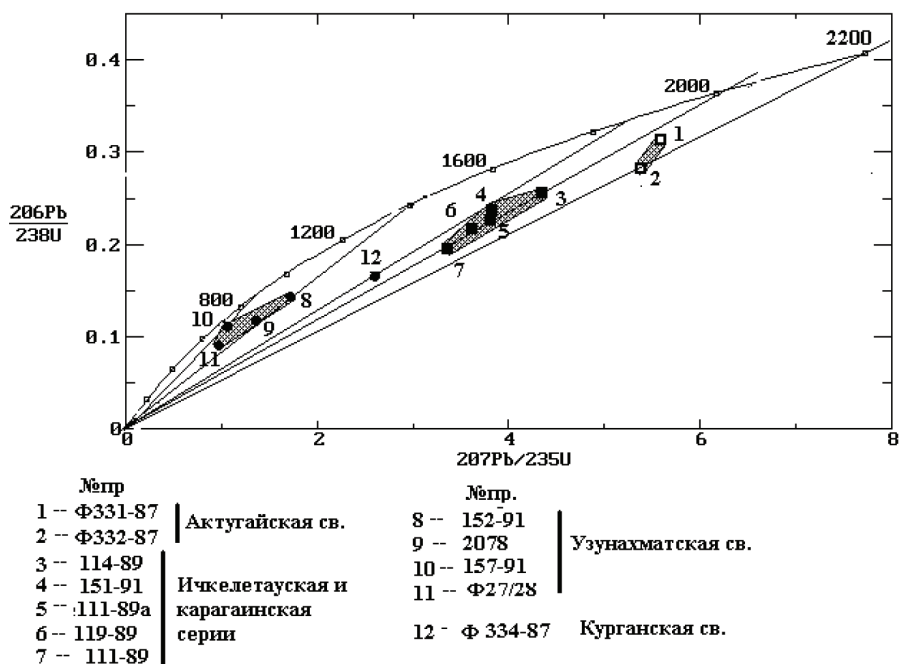


Рис. 6.33. Диаграмма с конкордией с точками уран-свинцовых отношений в терригенных цирконах песчаников Таласских толщ

Параметры подобных изохрон лишь в случае двустадийности модели (смешение двух разновидностей цирконов, имеющих сходящиеся значения возраста по разным изотопным отношениям) теоретически могут нести истинную возрастную информацию. В реальности это невероятно. Но факт компактного размещения точек на диаграмме с конкордией и формирование изохрон смешения не может интерпретироваться иначе, как свидетельство идентичности качественного состава цирконов в пробах, где могут меняться только пропорции ведущих разновидностей.

Иначе говоря, подобные совокупности должны расцениваться как свидетельства принадлежности анализировавшихся проб толщам, сформированным в идентичной обстановке в единых бассейнах, имевших единую устойчивую область питания обломочным материалом. Для цирконов, как конечных продуктов осадочной дифференциации, следует еще добавить условия предварительно прошедшего глубокого физико-химического выветривания исходных пород, неоднократной сортировки и переотложения, создания скоплений, ставших источниками для последующего выноса и гомогенизации в бассейне окончательной седиментации.

Учитывая вышесказанное, нельзя не обратить внимание на компактные группы анализов на диаграмме (рис. 6.33).

Выявляющаяся на диаграмме изохронная зависимость в смесях может расцениваться как аргумент в пользу гипотезы их формирования в идентичных палеогеографических условиях, в пределах одних седиментационных бассейнов.

Можно полагать, что свою совокупность точек создадут определения по цирконам из песчаников курганской свиты (когда их станет больше). Сейчас оно только одно {№Ф334-87, р.Актугай, М.Каратау, Апаяров}, но говорящее (рис. 6.33) **о принципиальной разнице бассейнов осадконакопления курганского, карагаинского, узунахматского и актугайского времени.**

Особый интерес представляют навески цирконов, извлеченных из горизонтов, свитовая принадлежность которых может вызывать сомнения.

Это пробы №111-89 и №111-89а, отобранные в приустьевой части р. Бозтектир из ороговикоманных песчаников тагыртауской свиты; №114-89 и №119-89 из кварцевых песчаников карбонатно-сланцевой толщи, вмещающей бабаханскую интрузию (по р.Бакаир и в гряде Кызылташ); №151-91 из кварцевых песчаников кызылбельской св. в выходах у устья р.Терек по р.Узунахмат.

В отличие от цирконов узонахматской свиты, в наборе которых преобладают разности с датировками в интервале 1000–1300 млн. лет, эта совокупность состоит из смеси цирконов с преобладающими датировками в интервале 1900–2000 млн. лет.

Из числа проведенных радиологических определений в терригенных цирконах заслуживают упоминания датировки по пробам из **кварцевых песчаников сарыбельнынской** толщи подтиллитового комплекса докембрийского разреза Срединного Тянь-Шаня. Структурной позицией они напоминают актугайскую свиту Таласа и большинством стратиграфов коррелировались в ряду основания толщ, сформированных после перерыва и деформаций, с которыми сопряжены интрузии ранско-кумыстинского возраста (780–725 млн. лет).

Цирконы именно этого возраста оказались в шлихах сарыбельнынских аркозово-кварцевых песчаников {767±13, 725±20, 750±60 млн.лет, пр.№425/е, Семенов} и представляют случай возможного сближенного по возрасту положения дезинтегрированного источника и обогащенного захоронения. В таких случаях возможная датировка осадочной толщи «не древнее самых юных из обломков» приобретает практическую ценность. В данном конкретном случае она делает невозможными существовавшие предположения о рифейском возрасте тиллитоподобных конгломератов Джетымской серии.

Приобретенный опыт изотопного изучения уран-свинцовых систем терригенных цирконов свидетельствует о большой перспективности использования метода для исследования геодинамических обстановок в седиментационных бассейнах прошлого, а для конкретных толщ Таласских разрезов, что они сформированы в разной морфоструктурной обстановке и в самостоятельных седиментационных бассейнах, характеризовавшихся только им свойственным и существенно менявшимся петрофондом.

Основные рубежи в истории формирования коллажной системы Тянь-Шаня по изотопно-геохронологическим данным.

Значительный объем радиологических данных, накопленных за длительный период геологических исследований Тянь-Шаня, представляется самостоятельным и достаточно независимым от геологического материала, анализ которого проливает дополнительный свет на проблемы термально-геодинамической истории региона.

Как показано в работах В.В.Киселева (2005, 2006), среди очевидных особенностей распределения полученных датировок по региону – их специфические спектры для каждой из обособленных по геологическим данным структур.

Будучи приуроченными к периодам максимальной минерагенической активности, сопряженной с усиленным тепловым режимом, датировки не образуют равномерного исторического ряда, а формируют сгущения (пики на графиках) у эпизодов кристаллизации магматических расплавов и метаморфических перестроек (перекристаллизации) и таким образом фиксируют главнейшие из событий термальной истории пород, участвующих в строении земной коры (рис. 6.34).

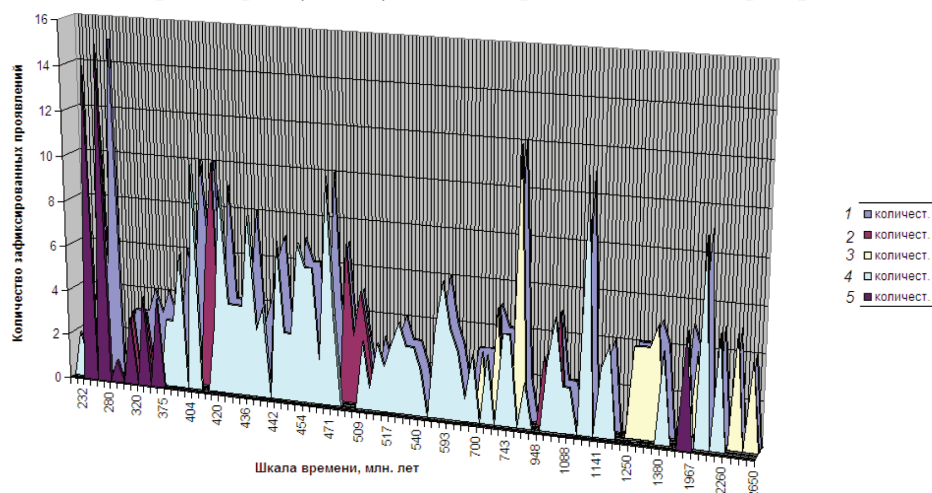


Рис. 6. 34. Термальные проявления в Тянь-Шане. 1 – суммарное количество имеющихся достоверных датировок по региону Тянь-Шаня и в том числе из образований: 2 – Киргизско-Терской; 3 – Чаткало-Нарынской; 4 – Таласо-Каратауской; 5 – Алай-Кокшаальской структурно-формационных зон

Независимо от структурно-геологических данных они на минеральном уровне запечатлели дискретность в строении земной коры Тянь-Шаня, разные блоки которой оказались состоящими

из породных компонентов, обладающих различной тепловой историей и дающих представление об основных чертах их различий и сходства на разных ее этапах.

Максимум по разнообразию и мощности каледонских проявлений попадает на каледониды Северного Тянь-Шаня, тогда как герцинские сосредоточиваются в Южном и Срединном, а альпийские равномерно распределены в пределах современного орогена.

При этом наиболее широкие диапазоны термальных вспышек (этапов минералообразования) нужно констатировать в блоках – включениях древних комплексов, участвовавших в каледонских и герцинских деформациях.

По имеющемуся материалу для метаморфических комплексов Срединного Тянь-Шаня, включаемых в состав его древнего фундамента, можно констатировать следующий спектр значений, выдерживающихся в пределах всех его блоков: **2620±20; 1920±80; 1280±50; 820±20, 700±20; 290±15; 55±15 млн. лет.**

Спектр датировок метаморфических комплексов Северного Тянь-Шаня отражает практически все термальные события раннего палеозоя: – 405±5; 420 ±5; 435±5; 445±5; 465±5; 470±5; 510±10; 540±5; а также более ранние – 560±10; 590±10; 630±5; 675±5; 700±20; 820±20; 948±15 млн. лет; 1280±50; 1100±50 и 1000±30; 2100+-50 млн. лет и поздние – 290±15; 55±15 млн.лет.

Самые древние из пород метаморфического фундамента Срединного Тянь-Шаня включают архейские реликты в метаморфическом комплексе композитного состава, сочетающего амфиболовые сланцы (по базитам) и кварциты с графитистыми сланцами (по кварцевым песчаникам и углистым сланцам), прорванном гранитами и гнейсированном в интервале термальной вспышки и событий временного интервала: 1900–2100 млн.лет.

Субстрат композитного состава, включающий базиты (эклогиты, амфиболиты) и кварциты, графитистые сланцы (по кварцевым песчаникам и углистым сланцам), испытавший гнейсификацию и формирование интрузий на том же временном интервале, обнаруживается и в метаморфических комплексах фундамента срединных массивов и ядер антиклинорий каледонид Северного Тянь-Шаня.

Это дает основания для предположения об общности этого сложного композитного сиалического субстрата, позднее испытавшего дезинтеграцию, по крайней мере до рубежа – 1280±50 млн.лет.

Важно подчеркнуть, что только в Северном Тянь-Шане практически повсеместно прослежены 2 термальных этапа, с которыми связаны и гнейсификация (в толщах фундамента), и внедрение гранитных интрузий (и в фундамент и в чехол) на рубежах в 1100±50 и 1000±30 млн. лет, которые неизвестны в блоках Срединного и Южного.

В дальнейшей термальной истории этих крупных блоков земной коры можно констатировать общность спектра дат на интервалах: в 948 – 700 млн.лет; 590 – 400; 400 – 290 млн.лет.

Значимость термальных событий разная и из эпизодов магматических проявлений следует особо отметить даты: – около 1100; 720; 560; 405; и 290 млн.лет, с которыми сопряжены гранитоиды с выраженными такситовыми структурами и складчатые деформации.

Субсинхронные термальные события, отмеченные в блоках разных структурно- формационных зон, проявлены в разной форме.

К примеру, в Северном Тянь-Шане на интервале 950–700 млн. лет известны: габброиды, диориты и плагиограниты (948±15 млн. лет); гранодиориты, граниты (725+-15 млн. лет) и радиологически подтвержденные (Турасу, Донускудук; Турук, Ашутурук) базальтоиды.

Магмо-термальные проявления в Срединном Тянь-Шане представлены монцодиоритами (720+-20; 750+-16 млн. лет), а также кварцевыми порфирами, риолитами, гранофирами и игнимбритами (830+-15 млн. лет), составляющими более половины объема его докембрийского разреза.

Если учесть четко геологически выраженные признаки проявленных на рассматриваемых уровнях несогласий, можно думать о коллизионном характере зафиксированных рубежей для одних из оформляющихся в результате аккреции тектонических блоков и возникновения новых в результате распада ранее существовавших.

Уникальны по масштабам и зафиксированному ареалу магмотермальные проявления в интервале 1280–1300 млн. лет. По существу, они представлены идентично на всей территории Тянь-Шаня, Тарима и Южно-Китайской платформы, а локализируются в поясе, близко совпадающем с будущей границей Центральноазиатского континента и одноименного палеоокеана (Хераскова и др. 2001; Моссаковский и др. 1993).

Эту структуру можно представить как континентальный рифт, с заложения которого начался процесс длительного формирования, как такового, Урало-Монгольского коллажного пояса.

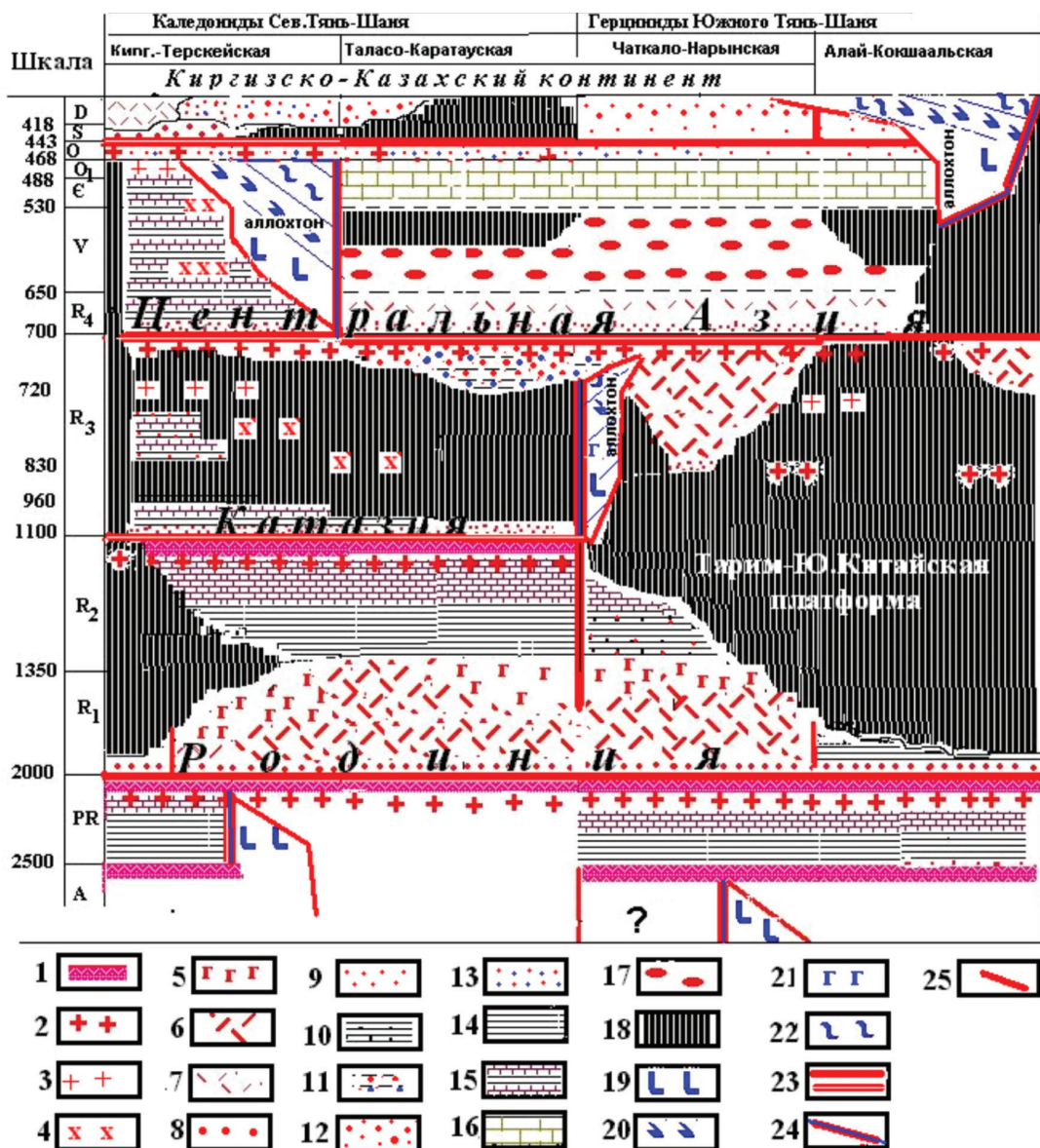


Рис. 6.35. Схема важнейших событий региона по изотопно-геохронологическим данным.

1 – уровни и места выявленной гнейсификации и гранитизации; 2 – постскладчатые гранитоиды; 3 – синскладчатые гранитоиды; 4 – диориты, гранодиориты в сиалическом субстрате; 5 – габбро, базальты автохтонные в сиалическом субстрате; 6,7 – кислые наземные вулканиты; 8 – олигомиктовые терригенные комплексы; 9 – кварцевые песчаники, кварциты по ним; 10 – кварцито-сланцевые образования по тонким терригенным комплексам внутриконтинентальных бассейнов; 11 – полимиктовые песчано-сланцевые образования; 12 – молассоиды аркозово-кварцевого состава; 13 – полимиктовые молассоиды и флишево-молассовые комплексы; 14 – сланцевые и 15 – сланцево-карбонатные образования по тонким терригенно-карбонатным отложениям внутриконтинентальных бассейнов; 16 – терригенно-карбонатные образования пассивных окраин континентов; 17 – комплексы с тиллитами и тиллоидами; 18 – лакуны; 19 – ультрабазиты, офиолиты, 20 – диабазы; 21 – габбро океанических комплексов; 22 – яшмы, кремнистые сланцы; 23 – поверхности платформ и областей крупных несогласий по ним; 24 – зоны сутур; 25 – тектонические границы

Целый ряд из зафиксированных термальных рубежей совпадает с принятыми границами стратиграфических подразделений Общей шкалы, что может свидетельствовать о их глобальном характере, высоком иерархическом ранге и причинах, связанных с термальной историей планеты в целом, а не взаимодействием отдельных, даже очень крупных блоков ее коры.

Детальное рассмотрение взаимодействия палеозойских формационных комплексов в процессе их аккрецирования и создания итоговой коллажной структуры показывает, насколько четко коррелируются термальные и тектонические события и как возникающие геодинамические представления контролируются изотопно-геохронологическими данными.

Приведенная схема иллюстрирует (рис. 6.35) возможный вариант согласования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Тянь-Шань – полиэтапный геологический коллаж, **включающий большое многообразие** комплексов геодинамических обстановок. Тянь-Шань представляет собой регион с многоэтапным геодинамическим развитием. Здесь установлены структурно-вещественные комплексы, возраст которых включает все геологические эпохи, начиная от архея вплоть до кайнозоя включительно. По условиям образования они охватывают комплексы практически всех известных в настоящее время глобальных геодинамических обстановок. В связи с этим они представлены чрезвычайно многообразными геологическими образованиями как осадочного, так и магматического и метаморфического происхождения. Они спрессованы и нагромождены в пределах относительно небольшой площади территории Тянь-Шаня.

2. Исследование геодинамических комплексов является информативным для расчленения сложно деформированных геологических разрезов. Изучение геологических комплексов с выяснением геодинамических обстановок, т. е. если можно говорить, геодинамический подход к исследованию геологических процессов, оказался весьма продуктивным, информативным. Так, геологические образования, объединяемые ранее в один нерасчленимый комплекс «кристаллический фундамент», «гнейсовое основание» Тянь-Шаня, оказались сложными геологическими сооружениями, сформированными в процессе не менее двух тектонических циклов. В их составе выделены геологические образования древних континентальных масс с выделением внутриконтинентальных осадочных и магматических комплексов, офиолитов (комплексов океанического дна), обдуцированных на окраины древних континентов, высокобарических метаморфических комплексов зоны Беньюфа, комплексов островодужных систем и зон коллизии с проявлением разных типов метаморфизма средних и низких давлений и выплавлением гранитных масс.

3. Тянь-Шань – место локализации крупномасштабных аккреций литосферы. Наиболее хорошо изученными оказались геологические комплексы позднего протерозоя и палеозоя. Этот период в геологической истории территории Кыргызстана представлен весьма разнообразными геологическими образованиями. Здесь установлены следы семи палеоокеанов, которые испытывали закрытие в два этапа, названные нами раннепалеозойской (каледонской) и позднепалеозойской (герцинской) аккрециями. На первом этапе одновременно существовали (с севера на юг) Илийский, Сакский, Туркестанский и Ягнобский океаны, а на втором этапе – Джунгаро-Балхашский (на территории Казахстана), Туркестанский, Ягнобский, Южногиссарский (на территории Таджикистана) и Северопамирский. Эти палеоокеаны, по-видимому, обладали довольно большими размерами. Только для Туркестанского палеоокеана палеомагнитными исследованиями в девоне установлена ширина до 2300 км. Размеры остальных океанов, по-видимому, достигают такого же порядка величин, но результаты палеомагнитных исследований нам не известны.

Эти палеоокеаны были разделены палеоконтинентальными блоками разной величины, однако об истинных их размерах пока данных нет. В позднем протерозое – раннем палеозое между Илийским и Сакским океанами располагался Исыккульский континент, между Сакским и Туркестанским океанами – Нарынский континент, между Туркестанским и Ягнобским океанами – Палеотарим. Илийский и Сакский палеоокеаны полностью закрыты в позднем ордовике – силуре, Туркестанский и Ягнобский океаны продолжали свое развитие. В позднем палеозое на севере (за пределами Тянь-Шаня) появляется Джунгаро-Балхашский океан. К югу от него вплоть до Туркестанского океана, объединяя более ранние Исыккульский и Нарынский палеоконтиненты, сформировался Кыргызский (Кыргызско-Казахский) палеоконтинент.

Некоторые из палеоконтинентов, представленные за пределами Тянь-Шаня довольно крупными массивами, в пределах исследованной нами территории сильно сужаются или совсем выклиниваются. Например, Нарынский палеоконтинент на западном продолжении переходит в Сырдарьинский, который представлен шириной на многие сотни км, здесь образует узкую полосу, которая в восточной части на территории Кыргызстана достигает 7–5 км и далее на территории КНР полностью выклинивается. Таримский массив на территории КНР образует довольно широкую структуру, но к западу на территории Кыргызстана он превращается в линию под названием «Кульгежелинского бара» и далее полностью выклинивается. Но к западу на территории Таджикистана описан т.н. «Рабутский клин», палеозойский чехол которого идентичен чехлу Тарима. Северопамирская дуга с океаническими образованиями палеозоя, надвигаясь на север, полностью перекрывает восточное продолжение структур

Гиссара, Байсунского массива. При этом в отдельных случаях точно устанавливается поглощение континентальной коры в результате А-субдукции.

Таким образом, Тянь-Шань представляет собой область сильнейшей аккреции и поглощения не только океанской, но и континентальной литосферы. Кроме того, исчезновению континентов способствовала субдукционная эрозия, уносящая большие массы висячего крыла на глубины (например, южной окраины Кыргызского палеоконтинента в поздней стадии развития активноокеанского режима). В результате здесь сильно сужены и сближены структуры, которые некогда (в палеозое) занимали обширные площади, а геологические тела представлены самыми разнообразными генетическими образованиями.

4. Сакский палеоокеан в основном восстанавливается косвенными признаками. Комплексы Сакского палеоокеана во многих случаях не сохранились. Однако хорошо выделяются геологические комплексы островодужной системы: глубоководных желобов, передовых и задубовых бассейнов, вулканических дуг с характерными для них осадками, вулканитами и интрузивными образованиями. Большую помощь в выяснении эволюции этого палеоокеана оказывает метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений, содержащие протолиты пород дна океана.

5. Туркестанский палеоокеан характеризовался высокой скоростью спрединга. В пределах Туркестанского палеоокеана широко распространены комплексы рассеянного спрединга, что свидетельствует о высокой скорости этого процесса. В силур-раннедевонское время в пределах Алай-Уланского континентального блока внутри Туркестанского палеоокеана господствовала обстановка, близкая к обстановке активной континентальной окраины. На северной окраине океана в силур-раннедевонское время господствовала обстановка островных дуг. Высокие скорости спрединга и такая асимметрия океана наводят на сходство этого палеоокеана с современным Тихим. Такое сходство несколько усиливается, если учесть, что современные широтные структуры в то время имели меридиональное простирание, и те, что теперь находятся на юге, располагались на востоке, а современные северные структуры – на западе.

6. Кыргызский палеоконтинент находился над двумя встречно падающими слэбами. Кыргызский палеоконтинент, расположенный между Балхашским и Туркестанским палеоокеанами, представлял собой как бы подвешенную структуру между двумя встречными, полого падающими субдуцирующими горячими слэбами (по аналогии с современными слэбами западной окраины Америки) как с севера, так и с юга. В результате он и на севере и на юге обладал характером активной континентальной окраины. На юге Кыргызского палеоконтинента активная окраина имела типичные признаки андского типа. Со стороны Туркестанского палеоокеана формировались вначале невулканическая, далее мощная вулканическая дуги. Далее к северу формировался тыльный пояс сжатия, названный Чаткало-Сары-Джазским, с образованием хорошо документированных надвигов и гранитных интрузий. Знаменательно, что этот пояс появляется только в той части континентальной окраины, где она соприкасается с более древним (позднепротерозойско-раннепалеозойским) Иссыккульским континентом. По-видимому, здесь этот древний континент субдуцировал под активную окраину с севера (подобно современному Бразильскому континенту под Анды).

На северной стороне Кыргызского палеоконтинента активная окраина имела характер зондского типа. Здесь не возникал тыльный пояс сжатия (по-видимому, в результате того, что наклон слэба был несколько круче, чем на юге), а вместо него образовался обширный морской бассейн с накоплением мощных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных осадочных комплексов.

7. В геологической истории Тянь-Шаня тафрогенез имел важное значение. Впервые в Тянь-Шане наряду с другими геодинамическими обстановками в качестве самостоятельного геологического явления выделен тафрогенез. Он характеризуется господством тангенциального растяжения, утонения и опускания земной коры. При нём происходит проникновение в земную кору нагретой астеносферной массы, которая приводит к появлению мантийного диапира, разогреву и частичному плавлению утолщенной континентальной коры, её расползанию и развитию коро-мантийного магматизма.

В противоположность континентальному рифтогенезу, который в результате своего развития приводит к разрыву, раскрытию континентальной плиты и появлению океанского бассейна, тафрогенез в своём развитии приводит к интеграции столкнувшихся плит, к их спаиванию и становлению новой континентальной плиты. Тафрогенез является переходным явлением от обстановки коллизии континентов к внутриплитной обстановке, служит подготовительным этапом становления нового континента. Он пространственно располагается в пределах будущей континентальной плиты, комплексы его носят признаки внутриплитной, но еще не консолидированной, неустойчивой обстановки.

Таким образом, тафрогенез представляет собой совершенно самостоятельное, специфическое геологическое явление, характеризующееся особым набором геологических формаций и богатой металлогенией. По этим признакам мы решили выделить тафрогенез как самостоятельное геологическое явление наряду с другими геологическими процессами (рифтогенезом, субдукцией и коллизией континентов).

В пределах Тянь-Шаня выделяются два этапа тафрогенеза: эпикаледонский и эпигерцинский.

8. Субдукция литосферы Туркестанского палеоокеана не была перманентным, а прерывалась. Существующее представление о перманентной субдукции океанской литосферы Туркестанского и Балхашского палеоокеанов под Кыргызский континент в течение всего палеозоя не подтверждается. После силура в пределах Кыргызского континента на протяжении раннего девона–эйфельский век среднего девона в южной части этого палеоконтинента, до конца всего девонского периода – в северной его части формируются комплексы тафрогенеза и затем до начала среднего карбона отлагаются осадки внутриплитной обстановки. Следовательно, субдукционные процессы на этот промежуток времени были приостановлены и возобновляют свои действия лишь с начала среднего карбона, когда начинают формироваться вулcano-плутонические комплексы активной окраины зондского (в северной) и андского (в южной окраинах Кыргызского континента) типов.

9. Особое место занимала А-субдукция в ранней перми на месте современного Туркестанского хребта. Несколько неожиданным является выявление нижнепермских магматических комплексов субдукционного ряда в осевой части Туркестано-Алая. Предполагается, что они связаны с поддвигом континентальной коры Каракумского террейна под южную окраину Тянь-Шаньского-1 континента.

10. Литосфера современного Тянь-Шаня характеризуется раздробленностью. Данные глубинной сейсмической томографии свидетельствуют, что современная Евразийская плита в пределах Тянь-Шаня разбита на отдельные относительно небольшие литосферные блоки. Между ними вещество литосферной мантии нагрето и разуплотнено. Над ними возникли горные сооружения. Один из литосферных блоков – Ферганский, оказался внутри горных сооружений и испытывал вращение против часовой стрелки, образуя типичную вихревую структуру.

11. Волноводы современной земной коры Тянь-Шаня играют роль смазки в горообразовании. Земная кора в пределах горных сооружений в нижней части на глубинах 30–50 км содержит слои волноводов, пониженных скоростей прохождения сейсмических волн. Они, как принято считать, сложены частично расплавленными массами (мигмами) и занимали площади до 75 % территории Тянь-Шаня. Эти слои, по-видимому, играют роль смазки и обуславливают автономность деформации масс, расположенных выше неё, в верхней части земной коры. Соседние (внешние по отношению к Тянь-Шаню) литосферные блоки, поддвигаясь под края горных сооружений (что хорошо доказано на границе с Таримским массивом), создают здесь в целом обстановку тангенциального сжатия коры. В этих условиях надволноводная (надмигмовая) часть коры разбита в свою очередь на множество относительно мелких блоков, которые, сближаясь, надвигаясь друг на друга и нагромождаясь, создают систему вергентных структур, образуют в целом горные сооружения.

12. Волноводы внутри современной коры позволяют определить характер глубинных метаморфических и магматических процессов. Комплекс геолого-геофизических данных указывает на то, что в глубинных частях земной коры современного Тянь-Шаня имеется множество плотностных и термальных неоднородностей. Использование при этом закономерностей, установленных в прошлые геологические эпохи, для объяснения современных геологических явлений, скрытых от непосредственных наблюдений (метод антиклизма), позволяет сделать ряд интересных выводов. В частности, здесь происходят высокотемпературный зональный метаморфизм и формирование гранитоидных магм. Нижнекоровые слои волноводов, слагающие большие площади, по-видимому, представляют собой аналоги полей мигматитов, слагающих обширные площади в пределах древних щитов (Балтийского, Украинского, Алданского и др.), дайко- и столбообразные в вертикальном срезе тела волноводов в средней части земной коры, и соответствуют вытянутым в плане зональным метаморфическим комплексам, которые широко развиты в фанерозойских складчатых областях (подобным Туркестанскому, Нарынскому, Тахталыкскому, Музкольскому, Баровианскому и др.). Линзовидные и бесформенные тела волноводов в верхней части коры (на глубинах 20–30 км), возможно, образованы кристаллизующимися интрузиями гранитоидов, которые являются обычными для горноскладчатых областей.

13. Необходимо создать новую модель строения земной коры современного Тянь-Шаня. Все предыдущие исследователи старались выделить в строении земной коры современного Тянь-Шаня гра-

нитный, базальтовый и промежуточный между ними диоритовый слои. Такое строение коры, возможно, было характерно для мезозой–раннекайнозойского времени, когда регион находился в состоянии внутриплитного покоя. Однако современный Тянь-Шань представляет собой внутриконтинентальный ороген. Наличие слоев и тел различных форм волноводов на разных глубинах, отсутствие последовательного увеличения плотности слоев сверху вниз, большая мощность (50–75 км) резко отличает современную земную кору Тянь-Шаня от той, что считается типичной. Высокая подвижность земной коры, выражающаяся в проявлении орогенических и сейсмических явлений, возможное наличие нагретых масс, слоев мигм, гранитных магм свидетельствуют о процессах мощнейшего перераспределения масс внутри коры. В связи с этим желательна разработать новую модель строения земной коры современного Тянь-Шаня.

14. Каждая геодинамическая обстановка Тянь-Шаня характеризуется типичным для неё рудоносным комплексом. Внутриплитные континентальные обстановки на территории Тянь-Шаня возникали несколько раз. На границе среднего и позднего протерозоя с гранитоидами с возрастом 1100 ± 50 млн. лет связано оруденение редкоземельных элементов (Чонкызылсуу, Береговое). С позднепермско-раннетриасовой внутриплитной обстановкой связано месторождение с наложением редкометалльного (олово-бериллиевого) оруденения (Актюз), редкоземельных элементов (Кутесай-2), золота (Макмал, Тоголок).

Для мезозой-раннекайнозойских внутриплитных континентальных обстановок связаны месторождения каменного и бурого угля, нефти и газа, с корами выветривания гумидного климата ($T-J_{1,2}$) связаны месторождения каолиновых глин, кварцевых песков, пригодных для стекольной промышленности, бокситы. С ними же связаны россыпи золота и циркона. В угленосных толщах встречаются высокие концентрации урана, германия, галлия, скандия. На более позднем этапе (J_2-E) в отложениях аридного климата встречаются месторождения стронция, меди, гипсов, а гумидного климата – цеолитов, трепелов, глауконита, бентонитовых глин, отмечаются проявления фосфоритов.

Эпиконтинентальные рифтовые структуры (позднего протерозоя) содержат крупные месторождения железа (Джетым-Тоо), золота, серебра, вольфрама, серного колчедана и другие, регенерированные в позднем палеозое в условиях тылового сжатия пологой субдукции (Кумтор), редкоземельно-, редкометалльное оруденение. Постстафрогенные внутриплитные структуры поздней перми–раннего триаса содержат месторождения золота, РЗЭ (La, Ce, Nd, Yb, Y, ΣTR), ртути, сурьмы с золотом, которые являются основными источниками минерального богатства страны.

С комплексами океанского рифтогенеза архея–раннего протерозоя ($AR-PR_1$) связано оруденение хром-шпинелидов, кобальта, никеля. Такие же образования позднепротерозойско–палеозойского (PR_3-PZ) возраста содержат оруденение хрома, никеля, кобальта, платиноидов, титаномагнетита с ванадием, железо-марганцевое, медно-колчеданное с примесью серебра и кобальта. С осадочным чехлом абиссальных равнин Туркестанского палеоокеана связаны поликомпонентные черносланцевые формации, содержащие уран, молибден, фосфор, ванадий, редкоземельные элементы.

Комплексы склона и подножья пассивной окраины континента содержат колчеданно-олово-свинцово-цинковое оруденение, содержащее серебро, марганцево-железисто-карбонатное оруденение (Курган), оруденение урана, ванадия, молибдена, вольфрама, фосфора, редкоземельных элементов (Шортор), железо-марганцевые образования (Джебаглы, Кокбель, Олджобай). С комплексами шельфа связаны свинец, цинк, олово, серебро, сурьма, а также бокситоносные железо-марганцевые оруденения с повышенными концентрациями галлия, цезия, ртути и сурьмы широко развитые в Алайском хребте.

Наиболее разнообразное оруденение характерно для комплексов субдукционных обстановок. В энсиматических островных дугах ордовика встречены золото-молибден-медно-порфиговое оруденение (Кепташ-Джумгал). Энсиалические островные дуги того же возраста содержат колчеданно-полиметаллическое месторождение (Ширгый), ванадиеносные титано-магнетиты, обогащенные редкоземельными элементами, золотом, платиноидами, а также фосфором (апатитами) (Балачичкан, Кичикаинды). С осадочными комплексами этой обстановки связано медно-сульфидное оруденение, совмещенное с колчеданно-полиметаллическим.

Активные окраины палеоконтинентов Тянь-Шаня отличаются особенно большим разнообразием оруденения: медно-порфиговое (Алмалык, Калмаккыр, Дальнее), полиметаллическое (Гава, Алтынтопкан, Курусай), золото-ртутно-мышьяковое (Андагул), золото-вольфрамовое (Ункурташ), золото-сурьмяное джаспироидное (Касан, Терексай), медь-молибден-вольфрамовое и серебро-вольфрам-золотое (Моло, Сарычат), редкоземельное оруденения.

Своеобразная зональность оруденения наблюдается в комплексах А-субдукции в ранней перми (в осевой части Туркестанского хребта). Здесь с юга на север в соответствии с изменением характера магматизма редкометальное (олово, вольфрам, бериллий, тантал) оруденение сменяется золото-медно-мышьяково-порфировым.

Комплексы зон Бенъофа, представленные метаморфическими комплексами высоких и сверхвысоких давлений, содержат проявления рутила, граната, чешуйчатой слюды, чистого кварца. Наличие минеральных ассоциаций сверхвысоких давлений допускает возможность образования алмазов.

Коллизионные комплексы архея-раннего протерозоя содержат месторождения графита, мраморов, офикальцита, колчеданных руд. С позднеордовикской коллизионной обстановкой связано эндогенное золото-медное (Насоновское) и серебряное (Кумуштаг) месторождения, а также медное оруденение, связанное с молассами. Позднепалеозойские коллизионные комплексы содержат олово-редкометальное (Sn, W, Mo, Be, Bi, Li, Ta, Nb), редкометально-полиметаллическое (Sn, Cu, Pb, Zn, W, Bi, As), олово-полиметаллическое (Sn, Pb, Cu, Zn, Ag), редкометально-редкоземельное (F, B, Cs, TR, Sn) и редкометально-касситеритовое (Sn, W, Mo, B, Li) месторождения.

Тафrogenная обстановка характеризуется богатой золото-полиметаллической, золото-редкометалльной, **редкометалльно-редкощелочной**, полиметаллической, медно-золотой металлогенией. С этим этапом связаны золото, медь, серебро, висмут, свинец, молибден (Чонур, Талдыбулак-Боординское рудное поле) и др. минерализации.

С обстановками позднекайнозойского внутриплитного континентального орогенеза на ранней стадии связаны месторождения гипсов и солей, а на более поздней стадии – россыпные месторождения золота, платиноидов, благородного циркона, а также современные сапропели и торфы, эндогенные месторождения свинца, меди, серебра, барита, термальных минеральных вод. Важное значение для Кыргызстана в будущем может иметь геотермальная энергия, запасы которой, по предварительным данным, значительны.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова Л.Н., Шинкарев Н.Ф. Офиолиты Алая – индикаторы геодинамического режима // Вестн. СПб ун-та. Сер. 7. – 1994. – № 14. – С.11–20.
- Абдрахматов К., Цурков В. Е. Современные движения земной коры поверхности // Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1991. – С.75–77.
- Абдулин А.А., Ергалиев Г.Х., Саргаскаев Ж.С. Венд–нижний палеозой // Геология и металлогения Каратау. – Том 1. – Алма-Ата: Наука, 1986. – 239 с.
- Авдеев А.В. Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистских позиций // Сов. Геология. – 1984. – №4. – С.63–72.
- Авдеев А.В. Палеогеодинамическая карта. Атлас карт юга Казахстана. – Алма-Ата, 1990.
- Авдеев А.В., Ковалёв А.А. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Изд-во Моск. ун-та, – 1989. – 228 с.
- Адышев М.М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня // ДАН СССР. Т.156. – 1964. – №3. – С.543–546.
- Алексеев Д.В. Тектоника Малого Каратау (Южный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.** – М., 1992. – 21 с.
- Алексеев А.В., Березанский А.В., Генералова Л.В., Солошенко И.И., Цукорник И.Г. Верхнепалеозойские олиостромы и тектонические останцы Туркестанского хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1989. – № 4. – С.30–35.
- Алексеев А.В. Магматизм зоны Южноферганского глубинного разлома // Геол. сб. Львов. Геол. об-ва. – 1968. – №11. – С.169–174.
- Алехин Ю.А. Метаморфические породы докембрия Макбальского брахиантиклинория (Сев. Тянь-Шань) и связанные с ним неметаллические полезные ископаемые: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Алма-Ата, 1971. – 21с.
- Аникин С.И. Геология и минералого–геохимические особенности Au-Te-редкометалльного оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань) // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Бишкек, 1991. – 250с.
- Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. – Часть 1. – Изд-во АН Каз. ССР. – Алма-Ата, 1961. – 272 с.
- Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М. Стратиграфия и возраст древних толщ Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Сб. научных докладов. – Бишкек, 2001. – С.139–143.
- Апполонов М.К. Геология и металлогения Каратау. – Алма-Ата: Наука, – 1986. – 240 с.
- Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. – Фрунзе, 1984. – 288 с.
- Асаналиев У.А., Богдецкий В.Н., Турдукеев И.Д. Новые данные о закономерностях распределения золота в вендских углеродистых отложениях Тянь-Шаня // ДАН СССР. – 1986. – Т.285 – №2. – С.413–416.
- Асаналиев У.А., Турдукеев И.Д. Стратиформные месторождения в углеродисто– черносланцевых формациях // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. – Фрунзе, 1981. – С.5–13.
- Афоничев Н. А., Власов Н. Г. Приложения к геологической карте м–ба 1:500 000 Казахстана и Средней Азии. – Л.: ВСЕГЕИ, – 1984. – 234 с.
- Байбулатов Э.Б. Ачикташское серноколчеданное месторождение и его генезис. Фрунзе, 1964. – 192 с.
- Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Дж, Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. – Ф.: Илим, 1973. – 240 с.
- Байбулатов Э.Б., Рыков Ю. Графитовое оруденение метаморфической толщи Куйлю (Сары-Джаз) // Изв. АН Кирг. ССР. – 1985. – №6. – С.12–18.
- Бакиров А.Б. К вопросу о характере тектонических движений в пределах горного обрамления Ферганы в позднем палеозое // Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. – Фрунзе: Изд.- во АН Кирг. ССР, 1964. – С.35–46.
- Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л. Карта метаморфических фаций Восточной части Средней Азии. – Москва: ГУГК при Сов. Мин. СССР, 1971.

- Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. – Фрунзе: Илим, 1972. – 138 с.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1978. – 262 с.
- Бакиров А.Б., Королев В.Г. Возраст древних пород в Тянь-Шане // Изв. АН СССР, сер геол. – 1979. – №7. – С.144–146.
- Бакиров А. Б., Бискэ Ю. С., Клишевич В. Л. Древнейшие породы Туркестанского палеоокеана // Тектоника варисцид Тянь-Шаня (27–я сес. МГК. Путеводитель экскурсии № 32 Киргизская ССР. / Бакиров А. Б., Буртман В. С. (ред.). – Фрунзе: Кыргызстан, 1984. – С.55–58.
- Бакиров А.Б., Бискэ Ю.С., Буртман В.С., Ванина Л.В., Осмонбетов К.О. и др. Тектоника варисцид Тянь-Шаня. Экскурсия 032 32 МГК. – Фрунзе: Кыргызстан, 1984. – 74 с.
- Бакиров А.Б. Эндогенные геологические формации Киргизии. – Часть II. Метаморфические формации. – Фрунзе: Илим, 1984. – 215 с.
- Бакиров А.Б., Балбачан А.Р., Котова Л.С. и др. Условия формирования эклогитоносных комплексов Тянь-Шаня // Сов.геол. – 1985. – № 2. – С.105–115.
- Бакиров А.Б., Котов В.В., Котова Л.С. Стратиграфия метаморфических толщ западной части Киргизского хребта // Каледониды Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1987. – С.8–21.
- Бакиров А.Б. Особенности строения и условия формирования эклогитоносных метаморфических формаций Тянь-Шаня // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. – М.: Наука, 1989. – С.193–203.
- Бакиров А. Главные особенности геологического строения Киргизии // Известия АН КР. Серия: физ.-техн., матем. и гор.-геол. наук. – 1990. – № 2.
- Бакиров А., Лесик О. М., Лобанченко А. Л., Сабитова Т. М. Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. – 1996. – Т.36. № 12. – С.42–53.
- Бакиров А.Б., Киселев В.В., Ивлева Е.А., Лукашова Е.М. О возрасте Касанского метаморфического комплекса // Изв. АН Республики Кыргызстан. – 1996. – №1. – С.31–37.
- Бакиров А., Тагири М., Сакиев К. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С.1722–1732.
- Бакиров А.Б., Сакиев К.С. Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Тянь-Шаня. // Известия НАН Кыргызской Республики. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. – 1999. – С.14–21.
- Бакиров А.Б. Эволюция литосферы Тянь-Шаня. // Изв. НАН КР. Спец. вып. «Проблемы геологии и географии в Кыргызстане». – 1999. – С.3–14.
- Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. №10. – С.1435–1443.
- Бакиров А. Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и некоторые их геодинамические следствия // *Современная геодинамика внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. – М.: Научный мир, 2005. – С.318–327.
- Бакиров А.Б., Максумова Р.А., Сакиев К.С. Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент в структуре каледонид Тянь-Шаня // Геодинамика, геоэкология высокогорных районов в XXI веке. Вып 1. – 2006. – С.9–22.
- Бакиров А. Б., Сакиев К. С. Ванاديеносное титаномагнетитовое оруденение горного обрамления Таласа // Известия АН Кирг. ССР. – Сер. Физико-техн. и математ. наук. – 1987.
- Бакиров А.Б., Сакиев К.С. Нижний докембрий Заилийского хребта Северного Тянь-Шаня // Труды Кыргызского Института минерального сырья. – Бишкек, 2002.
- Бакиров А. Влияние палеозойского основания на особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня (на примере Ферганской вихревой структуры) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы / Тез. докл. четвертого межд. симп. – Бишкек, 2008. – С.12–15.
- Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. – М.: Наука, 1981. – 134 с.
- Баталев В. Ю., Баталева Е. А., Рыбин А. К., Аладьев А. В. Сопоставление данных лабораторных измерений электросопротивления образцов глубинных пород с результатами МТЗ // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы / Тез. докл. четвертого межд. симп. – Бишкек, 2008. – С.190–194.

Баталева Е. А., Рыбин А. К., Баталев В. Ю., Сафронов И. В. Новые данные о глубинном строении разломной зоны и линии Николаева (по результатам магнитотеллурического зондирования) // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Выпуск 1. – Москва – Бишкек, 2006. – С.70–78.

Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И., Скринник Л.И., Азизов Т.М., Тимуш А.В. Геологическое строение Казахстана. – Алматы: Акад. минерал. ресурсов, 2000. – 395 с.

Беккер А.Ю., Макаров В.А. О метабазитовой природе эклогит-амфиболитового комплекса Макбальского антиклинория // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1988. – С.25–40.

Белькова Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблемы регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978. – 230 с.

Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Древние толщи северного Тянь-Шаня. – М.: Недра, 1964. – 136 с.

Бенш Ф.Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: Фан, 1972. – 146 с.

Бискэ Ю.С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых массивов Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. – Вып.2. – С.103–112.

Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. – 128 с.

Бискэ Ю.С. и др., Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПбГУ, 1996. – 192 с.

Бискэ Ю.С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вест. ЛГУ. Геология. География. – Сер. 7. – 1987. – С.3–11.

Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л. Возраст и обстановка коллизионного герцинского магматизма в Тянь-Шане // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы / Ю. В. Карякин (ред.). Т.1. М.: ГЕО, 2003. – С.38–40.

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. – СПб.: Изд-во СПб. ун-та. – 1996. – 182 с.

Бискэ Ю.С. Формационные комплексы (типы разрезов) среднего палеозоя в Нуратау–Кокшаальских герцинидах // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. – М.: Наука, 1983. – С.104–108.

Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Клишевич В.Л. и др. Типы разрезов палеозоя Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. 1. – Изд. ЛГУ, 1979.

Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. – Л.: ЛГУ, 1985. – 190 с.

Бискэ Ю. С. Складчатые области Северной Евразии. Тянь-Шаньская складчатая система. СПб., 2006. – 56 с.

Богдецкий В.Н. Петрологические особенности формирования сонкульского габбро-монзонит-гранодиоритового комплекса // Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. – Фрунзе, 1987. – С.121–145.

Боконбаев К.Дж., Якимов В.М. Геохимия автохтонных гранитоидов Северного Тянь-Шаня // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1989. – С.4–17.

Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987.

Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Зубович А.В. и др. О качественных связях современных движений с геoeлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределением сейсмичности // Геология и геофизика. – 2001. – т. 42, № 10. – С.1610 – 1621.

Буртман В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. – М.: ГЕОС, 2006. – 214 с.

Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем // Труды ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1976. – Вып. 289. – 164 с.

Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьева А.В., Одибер М. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. – 1998. – №1. – С.1526.

Буртман В.С., Клишевич В.Л. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. – 1972. – Т.206, №3. – С.671–674.

Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н. и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // ДАН СССР. – 1977. – Т. 237, № 3. – С.668–671.

- Быковская Т.А., Масумов А.С. Озерные отложения в верхнепалеозойских формациях Тянь-Шаня // Уzb. геол. журнал. – 1996. – №4. – С.3–12.
- Ванина Л. В. О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня на примере Восточного Карачатыра и смежных районов Алайского хребта // Каледониды Тянь-Шаня / В. Г. Королев (ред.). – Фрунзе: Илим, 1987. – С.119 – 139.
- Ванина Л.В. О геодинамической обстановке формирования вулканитов южной антиклинали (Южный Тянь-Шань, Восточный Карачатыр) // Изв. АН Кирг. ССР, физ.–техн. и мат. наук. – 1988. – № 3. – С.40–46.
- Ванина Л.В. Палеогеодинамика раннего палеозоя южного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1990. – №8. – С.113–122.
- Ванина Л.В., Войтович И.И. Новые данные о возрасте майлисуьской метаморфической серии (Северо-Восточная Фергана) // ДАН СССР. – 1982. – т.264, №4. – С.915–919.
- Верзилин Н.Н. Меловые отложения юга Ферганской впадины и их нефтеносность // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Т. LXX. – Вып. 2. – Л.: Недра, 1963. – 220 с.**
- Винник Л.Н, Косарев Г.Л., Орешин С.И. Разноскоростные аномалии земной коры, сильные землетрясения и горообразование (1.1.3) // Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Отв. ред. Бакиров А. – Бишкек: Илим, 2006. – С.55–57.
- Висьневский Я.С. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов // Вопросы магматизма и металлогении СССР. – Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. – С.702–707.
- Висьневский Я.С., Халматов А.Х. Южно-Ферганский офиолитовый пояс // Петрография Узбекистана. Кн.2. – Ташкент: Наука, 1965. – С.167–186.
- Войтович И.И., Ванина Л.В., Строение и тектоническое положение метаморфических серий Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1985. – № 8. – С.110–119.
- Волков К.Л., Рогожин Е.А., Чернышук В.Н. Формации и структуры Алайского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1997. – Т. 54, вып. 6. – С.32–44.
- Вонгаз Л.Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня // Материалы по региональной геологии. Вып. 4. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – С.17–47.
- Геология и металлогения Каратау. Т.1. – Алма-Ата: Наука, 1986. – 239 с.
- Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. – 280 с.
- Герман Л.Л., Будянский Д.Д. Заспреди́нговый магматизм: геодинамическая модель // ДАН СССР. – 1990. – Т.314. – №6. – С.1467–1471.
- Гесь М.Д. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье (Северный Тянь-Шань) // ДАН СССР. Т. 252. – №4. – 1980. – С.931–933.
- Гесь М.Д. Магматизм каледонского орогена Тянь-Шаня: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия // Матер. межд. совещ. «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород». – СПб, 1998. – С.76–79.
- Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Изв. НАН КР. Спецвыпуск, 1999. – С.33–42.
- Гесь М.Д. Два эпизода субдукции – два типа островодужных систем каледонид Тянь-Шаня // Материалы XXXII Тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма». Т.1. – М.: ГЕОС, 1999. – С.171–174.
- Гесь М.Д., Макарычев Г.И. Рифейские и кембрийские базальтоиды Северного Тянь-Шаня и их значение для анализа тектоники // Изв. АН СССР. – Сер. геол. № 3. – 1985. – С.66–76.
- Гесь М.Д., Селиверстов К.В. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность Средне-Тянь-Шаньского сектора позднепалеозойской континентальной окраины Палеотетиса // Геология рудных месторождений. – №2. – 1995.
- Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Бишкек, 2006. – 48 с.
- Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. – Бишкек, 2008. – 158 с.
- Гесь М.Д., Войтович И.И. Геодинамические аспекты формирования золотообразующих систем Кыргызского Тянь-Шаня // Геология золоторудных месторождений Кыргызстана. – Бишкек: Илим, 2006. – С.27–43.

- Гончар А.Д., Дженчураева А.В. Раннепермские темпеститы Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. – 2001. – Т.76.
- Горянов В.Б., Дронов А.В., Ждан А.В., Савицкий Ю.В. Стратиграфия кипчалминской серии // Вестн ЛГУ. – Сер. 7. – 1986. – № 3. – С.40–49.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. – М.: Мир, 1968. – С.9–77
- Далимов Т.Н., Рафиков Я.М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. – Ташкент: Фан, 1986. – 111 с.
- Далимов Т.Н., Шаякубов Т.Ш., Троицкий В.И. и др. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. – Ташкент: Университет, 1998. – 724 с.
- Дженчураев Д.Д. Геологические и петрогеохимические особенности верхнепалеозойских магматических образований гавасайского района и основные черты их металлоносности. // Автор. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Фрунзе, 1970. – 25с.
- Дженчураева А.В., Ненахов В.М. Стратиграфия верхнего палеозоя приосевой части Алайского хребта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1986. – Т. 61. – Вып. 3. – С.54–66.
- Дженчураева Р.Д. Скарны Срединного Тянь-Шаня. Закономерности размещения и рудоносность. – Фрунзе: Илим, 1983. – 235 с.
- Дженчураева Р.Д., Бондарь Н.А., Пак Н.Т. Геохимические закономерности связи рудных элементов и оценка глубоких горизонтов на полигенном золоторудном месторождении // Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. – М., 1988. – С.29–31.
- Дженчураева Р.Д., Максумова Р.А., Спиваков С.Б., Малышев А.Ф., Формирование медно–порфировых месторождений в свете концепции тектоники плит // Кристаллическая кора в пространстве и времени. – М., 1989. – С.140–150.
- Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т. Новый тип золотоносных метасоматитов в Тянь-Шане // Доклады АН СССР. – Сер. геол. – 1990. – Т. 311. – №5. – С.1208–1211.
- Дженчураева Р.Д. Явления полигенности на месторождениях Срединного Тянь-Шаня // Геология рудных месторождений. – М., 1990. – №1. – С.59–72.
- Дженчураева Р.Д. Рудоносные очагово-купольные структуры в Северном и Срединном Тянь-Шане // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1990. – №3. – С.126–135 .
- Дженчураева Р.Д. Тектонические структуры и рудообразующие системы в связи с позднепалеозойской активной континентальной окраиной на примере Тянь-Шаня // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и разновозрастных орогенных поясов его обрамления // Тр. II Всерос. Металлог. совещания. – Иркутск, 1998. – С.230–233.
- Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Сорокин Г., Усманов И.А. Золоторудное месторождение Макмал, Киргизстан // ГРМ. – Москва. – Вып. 41. – №1, – 1999. – С.3–14.
- Дженчураева Р.Д. Палеозойская история геодинамического развития Тянь-Шаня и его металлогения // Минерагения и перспективы развития минерально-сырьевой базы. Ч. I. – Алматы, 1999. – С.81–100.
- Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). – Бишкек, 2010. – 211 с.
- Джумалиев Т.Д., Кабаев О.Д., Розживин О.Д. О парагенезисе рифейской углеродистой молассы и стратиформного полиметаллического оруденения в Таласском хребте Тянь-Шаня // Стратифицированные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. – Фрунзе, 1981. – С.165–168.
- Добрецов Н.Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. – Новосибирск: Наука, 1974. – 430 с.
- Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность // Петрология. – 1999. – Т.7. – №4. – С.430–459.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис // Проблемы петрологии и генетической минералогии. – М.: Наука, 1970. – Т.2.
- Додонова Т.А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Алатау // Тр. ИГ АН Кирг. ССР. – Вып. 9. – 1958. – С.208–228.
- Додонова Т.А., Захаров А.Д., Захаров И.Л. Схема магматизма северо-восточной части Киргизской ССР (к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома). – Душанбе: Дониш, 1971.

- Додонова Т.А. Возраст интрузивных пород Кокшаал-Тау (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. – Т. 170. – № 1. – 1966.
- Додонова Т.А., Горецкая Е.Н. Интрузивные формации геосинклинальных этапов развития // Геология СССР. – Т. XXV. – Кн. 2. – 1972. – С. 54–99.
- Додонова Т.А., Помазков К.Д., Помазков Я.К. Эндогенные геологические формации Киргизии. Т.1. Магматические формации. – Фрунзе: Илим. – 1984. – 210 с.
- Докемрий Средней Азии. – Л., 1982. – 263 с.
- Дорошенко Н.И., Синайский А.С., Ставинский В.А. Условия локализации оловянного оруденения в Сары-Джазском рудном районе // Советская геология. – № 11. – 1970. – С. 102–115.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Лысак С.В. Тепловой поток Центральной Азии // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. – Москва-Бишкек, 2003. – С. 140–152.
- Дучков А.Д., Соколов Л.С. Тепловой поток // *Современная геодинамика внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. М.: Научный мир, 2005. – С. 66–79.
- Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – С. 1615–1531.
- Ефимов И.А. Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Алма-Ата, 1972. – 50 с.
- Жемчужников В.Г. – Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений по логу Батырбай в Малом Каратау // Литология и полезные ископаемые. – 1986. – №6. С. 76–87.
- Жемчужников В.Г., Краев О.Н., Засловская Н.М. и др. Положение «джаньтасской серии» в разрезе Малого Каратау в связи с находками хитинозой // Изв. АН Каз. ССР. – Сер. геол. – 1989. – №1. – С. 70–80.
- Зарщиков А.А. Раннепалеозойская активная окраина Северного Тянь-Шаня // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Москва, 2003. – 25 с.
- Захаров И.П. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северной структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3. – Фрунзе: Изд. АН Кирг. ССР, 1962. – С. 101–105.
- Зима М.Б., Королёв В.Г., Мисюс П.П. Биостратиграфическое расчленение ордовика Тянь-Шаня по граптолитам и брахиоподам // Допалеозой и палеозой Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1974 – Т.1.
- Зима М.Б., Максумова Р.А. Ордовик хребта Караджорго (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1990. – №2.
- Зубович А.В. Данные спутниковой геодезии о современных движениях // *Современная геодинамика внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. – М.: Научный мир, 2005. – С. 201–219.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. и др. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1634–1640.
- Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского хребта (Северный Тянь-Шань) // ДАН СССР. – 1973. – Т. 211. – №5. – С. 1157–1160.
- Иванников В.В., Ненахов В.М., Рублев Ф.Г. и др. Новые данные о возрасте гранитоидных и щелочных интрузий Туркестано-Алая // Вести ЛГУ. – Сер. 7. – 1990. – № 28. – С. 84–90.
- Иванов С.Н. Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. – 1992. – № 2 – С. 3–13.
- Игембердиев С.А., Малышев А.Ф., Осмонбетов К.О. Медно-порфировое оруденение Северной Киргизии // Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения. – Фрунзе, 1984. – С. 90–100.
- Изотопные методы измерения возраста в геологии.** – М.: Наука, 1979. – 279 с.
- Ильинская М.Н., Максумова Р.А. Телепирокластические отложения в составе курганской свиты (венд) Таласо-Каратауской зоны // Литология и полезные ископаемые. – 1973. – №1. – С. 96–99.
- Ито К., Кеннеди Дж. Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит – эклогит // Геохимия. – 1972. – № 4. – С. 415–427.
- Кабаев О.Д., Джумалиев Т.Д. Формационные и структурно-формационные закономерности образования и размещения полиметаллических месторождений Таласского хребта Тянь-Шаня // Страти-

- формные месторождения цветных, редких, благородных металлов и др. полезных ископаемых. – Фрунзе, 1981. – С.165–168.
- Карта ресурсов геотермального теплоснабжения территории СССР, масштаб 1:10000000. / Ред. Ю.Д. Дядькин. – М.: Мингео СССР, 1990.
- Касымов М.А., Халилов В.А., Злобин Г.А. и др. Радиологическое датирование плагиогранито–гнейсов Бессазского блока Каратау (Южный Казахстан) // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. – М., 1985.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Средняя Азия. – Л., 1972. – 420 с.
- Каширин Ф.Т. Геология угольных месторождений Северной Киргизии. – Фрунзе, 1964. – 110 с.
- Каширин Ф.Т. Узгенский каменноугольный бассейн. – Фрунзе, 1975. – 167 с.
- Кашкаров Б.Ф., Григорьев С.И., Сударчиков К.П. Объяснительная записка к геологической карте СССР. Лист К-44-IX. – М.: Недра, 1966. – 84 с.
- Киселев В.В., Королев В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. – Фрунзе: Изд. АН Кирг. ССР. – 1964. – Вып. IV.
- Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972. – 78 с.
- Киселев В.В., Королев В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим. – 1981. – 184 с.
- Киселёв В.В., Жуков Ю.В., Израилева Р.М., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н. Радиологическое подтверждение гренвильского тектоно-магматического этапа в Северном Тянь-Шане // Изв. АН Кирг. ССР. – 1982. – № 6. – С.26–30.
- Киселёв В.В., Апаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т. и др. Изотопный возраст цирконов метаморфических образований Тянь-Шаня // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. – М.: Наука, 1987. – С.180–184.
- Киселёв В.В., Апаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т. и др. Уран-свинцовый возраст цирконов из толщ докембрийского фундамента герцинид Среднего Тянь-Шаня // Изв. АН Кирг. ССР. – 1988. – № 4 – С.76–82.
- Киселёв В.В., Апаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т. и др. Новые данные по геологии и геохронологии Востока Среднего Тянь-Шаня // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1988. – С.65–83.
- Киселев В.В., Беккер А.Ю., Апаяров Ф.Х. Эпибайкальский докембрий Тянь-Шаня // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1988. – С.127–144.
- Киселев В.В. Цирконовая геохронометрия древних образований складчатых областей // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. – Фрунзе: Илим, 1989. – С.9.
- Киселёв В. В. Докембрий палеозой Тянь-Шаня. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Бишкек, 1991. – 65 с.
- Киселёв В.В., Апаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н., Лукашова Е.М. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня // Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. – СПб.: Наука, 1993. – С.99–115.
- Киселёв В.В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Известия НАН Кыргызской Республики. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. – 1999. – С.21–33.
- Киселев В.В., Максумова Р.А. Аналогии синия в палеозоидах Тянь-Шаня // Структурный анализ в геологических исследованиях. – Томск.: ТГУ, 1999. – С.92–97.
- Киселев В.В., Бакиров А.Б. Протерозойские геодинамические комплексы в структурах Центральной Азии // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещания 4–6 июня 2001 г. Иркутск.
- Киселев В.В. К докембрийско-раннепалеозойской истории Ц.Азиатского палеоокеанического бассейна // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты (материалы XXXI тектонического совещания МТК). – М.: ГЕОС, 2001. – Т.1. – С.289–291.
- Киселев В.В. Термальные процессы и геодинамическая история Тянь-Шаня в связи с изотопно-геохронологическими данными // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Вып. 5. – Материалы всероссийской научной конференции. – Томск: ЦНТИ, 2005. – Т.1. – С.187–193.

Киселев В.В. Изотопно–геохронологические данные и термально-геодинамическая история Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Вып.1. – Москва–Бишкек, 2006. – С.29–38.

Клишевич В.Л., Журавлева Н.Г. Находка радиоциатоподобных организмов в Северном Тянь-Шане // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1983. – № 5. – С.127–129.

Клишевич В.Л., Семилеткин С.А. Терригенно–карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1995. – Т.70., – Вып. 2. – С.59–74.

Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 264 с.

Коржаев В.П. – Геодинамические условия эволюции вулканизма магматогенных структур и оруденения Среднего Тянь-Шаня. – Ташкент: ТашГУ, 1999. – 39 с.

Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3 (стратиграфия). – Фрунзе, 1962. – С.3–23.

Королёв В.Г., Максумова Р.А. Аналогии вендского комплекса в Малом Каратау // Тр. Фрунз. политехн. ин-та. Геология и горное дело. Вып. 24. – Фрунзе, 1968. С.20–27.

Королёв В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1984. – 189 с.

Королёв В.Г., Максумова Р.А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта // Изв. АН СССР. – Сер. геолог. – 1978. – №12. – С.49–63.

Королёв В.Г., Максумова Р.А. Кыршабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хр. Малый Каратау // Изв. АН СССР. – Сер. геолог. – 1976. – №7.

Котельников В.И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями: Объяснительная записка. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. – 96 с.

Краснобородкин В.К. Геологическое строение и палеозойская история развития Заилийского района (Южный Казахстан) // Автореферат дис. ... канд. г.-м. наук. – Алма-Ата: ИГН. – 1984. – 24 с.

Краськов Л.Н. Находка проблематичных организмов в отложениях чаткарагайской свиты (Таласский хребет) // Проблематические организмы позднего докембрия и палеозоя. – М.: Наука, 1985. – С.149–152.

Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. – М.: Наука, 1967. – 78 с.

Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1983. – 96 с.

Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. – М.: Наука, 1988. – С.71–102.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – М.:ГЕОС, 2002. – 294 с.

Кушев В.Т., Виноградов Д.П. Метаморфические эклогиты. – Новосибирск: Наука. 1978. – 112 с.

Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. – М.: Наука, 1988. – 134 с.

Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскойский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. – 1997. – № 6. – С.35–55.

Лыточкин В.И., Моисеенко Р.И., Риненберг Р.Е. Структурная позиция и особенности строения нижнепалеозойских отложений Алайской долины // Новые данные о биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана /А. М. Мамбетов (ред.). – Бишкек: Илим, 1993. – С. 92–101.

Магматические формации и фации Узбекистана. – Ташкент: Фан. – 1977. – 335 с.

Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И. и др. Северный Синцзян в системе палеозойид Центральной Азии. Общая характеристика и вопросы стратиграфии // Бюл. МОИП, Отд. геол. – 1995. – Т.70. – Вып. 6. – С.3–21.

Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. – М.:Наука, 1978. – 196 с.

Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. Путеводитель к экскурсии международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». – М.: Наука, 1973 – 155 с.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор // Проблемы теоретической и региональной тектоники. – М.: Наука, 1970. – С.70–86.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Схема интрузивного гранитоидного магматизма Чаткальского сектора Среднего Тянь-Шаня // ДАН СССР. Сер. геол. – Т.201. № 6. – 1971. – С.1430–1432.

Маккензи Д.П. Тектоника плит // Природа твердой Земли. – М.: Недра, 1976. – С.180–210.

- Максумова Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. – Фрунзе: Илим. – 1980. – 144 с.
- Максумова Р.А. Фациально-генетический анализ раннегеосинклинальных дофлишевых комплексов Северного Тянь-Шаня // Литология и полезные ископаемые. – 1987. – № 4. – С.71–87.
- Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1988. – С.144–152.
- Максумова Р.А., Дженчураева А.В., Березанский А.В. Структура и эволюция покровно-складчатого сооружения Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. – 2001 – Т.42. – №10. – С. 1444–1452.
- Максумова Р.А., Дженчураева, Р.В. Тектоническое районирование и металлогения каледонид Тянь-Шаня // Известия НАН КР – 2003. – №4. – С.59–74.
- Максумова Р.А. Строение и геодинамическое развитие Северо-Тянь-Шанской сутурной зоны Кыргызстана // Геология, магматизм, тектоника. – Бишкек: Изд. Министерство природных ресурсов, 2009. – С.15–30.
- Мамбетов А.М., Максумова Р.А. Находки мелкораквинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 1995. – Т.3. – №1. С. 89–94.
- Масумов А.С., Борисов О.М., Бенш Ф.Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1978. – 176 с.
- Масумов А.С. Верхний палеозой Центрального и Западного Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1994. – 50 с.
- Медведев В.Я. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного окончания Киргизского хребта и северного склона Таласского Алатау // Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. – Алма-Ата: Изд. АН Каз ССР, 1960. – Т.1.– С.144–174.
- Медведева И.Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань) // Изв. вузов. Геология и разведка.– 1960. – № 11. С.41–60.
- Медведева И.Е. О стратиграфии метаморфических толщ Макбальского поднятия в Северной Киргизии // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1959. – № 5. С.70–78.
- Миди Б.Дж., Хагер Б.Х. Современное распределение деформации в Западном Тянь-Шане по блоковым моделям, основанным на геодезических данных // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 10. – С.1622–1633.
- Миколайчук А.В., Мамбетов А.М.** Отложения нижнего палеозоя в структуре хр. Капка-Таш (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. – Т. 39. – № 5. – 1998. – С.575–584.
- Миколайчук А.В., Симонов В.А., Травин А.В., Собель Е.Р. Особенности мезо-кайнозойского плюмового магматизма Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Москва-Бишкек, 2006. – С.50–57.
- Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей // Зап.ВМО. – 1976. – Ч.105. – вып.4. – С.428–437.
- Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. – М.: Мир, 1985. – 286 с.
- Мозолева У.Л. Вариации содержания гелия и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Москва–Бишкек, 2006. – С.45–49.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. – Геотектоника, 1993. – №5. – С.3–33.
- Мухин П.А., Каримов А., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. – 148 с.
- Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1979. – 136 с.
- Найденев Б.М., Ефимов И.А., Семенова Т.В., Халилов В.А. Радиологическое датирование цирконов докембрийских комплексов пород Южного Казахстана // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. – М.: Наука. – 1981. – С.114–132.
- Неймарк Л.А. Изотопы Рb и коровая предыстория пород // Изотопная геохронология докембрия. – Л: Наука, 1990. – С.34–45.
- Ненахов В. М. Урусайский массив и живетские вулканогенные образования в Туркестано–Алае // Сов. геология. – 1985. –№ 10. – С. 101–104.

- Ненахов В.М. Коллизионный (орогенный) магматизм в Туркестано-Алае: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Л. – 1988.
- Ненахов В.М., Белов С.И. Основные черты интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Вести Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1996. – № 1. – С.84–89.
- Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. – М.: Роскомнедра, 1992. – 101 с.
- Ненахов В.М., Лыточкин В.Ю., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В. Хаотические комплексы палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня // Геологическое картирование хаотических комплексов /Г. С. Гусев (ред.). – М.: Роскомнедра, 1992. – С.8–87.
- Николаев В.А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР. Докембрий СССР. Т.1. – М.: Изд-во АН СССР. – 1939.
- Никоноров В.В. Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане // Геология рудных месторождений. – 1993. – Т. 35. – № 5. – С.450–454.
- Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И., и др. Золото Кыргызстана. Кн.1. Геология. Условия локализации. – Бишкек, 2004₁. – 271 с.
- Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И. и др. Золото Кыргызстана. Кн. 2. Описание месторождений. – Бишкек, 2004₂. – 342 с.
- Нусипов Е. Н., Шацкилов В. И., Тимуш А. В. Картирование и особенности структуры активной мантии в связи с сейсмичностью территории Республики Казахстан // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов XXI века. – Москва-Бишкек, 2006. – С.85–88.
- Огнев В.Н. Геология Северной Ферганы // Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. –1935. – №5. – С.221–243.
- Павловский А.Б., Крючков А.С., Маршукова Н.К. и др. Геология оловорудных месторождений восточной Киргизии. – М.: Недра, 1977. – 190 с.
- Пай В.М. Геодинамика формирования Южно-Алайской зоны торошения // Вест. МГУ. Сер.4. Геология. – 1991. – № 4. – С.29–40.
- Пак Н.Т. Формации рудоносных метасоматитов Чаарташских гор. – Бишкек: Илим. – 1992. – 124 с.
- Пак Н.Т. и др. Геология золоторудных месторождений Кыргызстана. – Бишкек: Илим, 2006. – 143 с.
- Пейве А.В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1948. – №3. – С.31–54.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А. и др. Субмантыйный гелий во флюидах юго-восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 312. – № 3. – С.721–725.
- Помазков Я.К. К геохимии карбонатитов Туркестано-Алая // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. – Фрунзе.: Илим, 1989. – С.105–120.
- Помазков К.Д., Буров В.Г. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XV. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 153 с.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. – Л.: Изд-во ЛГУ. – 1973. – 216 с.
- Пояркова З.Н. Стратиграфия меловых отложений Южной Ферганы. – Фрунзе: Илим, 1969. – 210 с.
- Пуркин М.М. Щелочные породы системы хребтов Кокшаала // Щелочные породы Киргизии и Казахстана. – Фрунзе: Илим. – 1968.
- Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. – Санкт-Петербург: Наука, 1993. – 266 с.
- Рафиков Я.М., Мусаев А.А. Геохронология интрузивных комплексов Чаткальской зоны по новым данным U-Pb, Rb-Sr и K-Ar методов // Узб. геол. журн., – 1995. – № 2. – С.29–36.
- Риненберг Р.Е. Стратиграфия силура Южного Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1990. – 132с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Госгеолтехиздат. – 1961 г.
- Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г. Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. – 2001– Т. 42. – № 10. – С.1566–1573.
- Рыбин А.К., Баталев Ю.В., Баталева Е.А., Макаров В.И., Сафронов И.В. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // Современная геодинамика внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – М.: Научный мир, 2005. – С.79–96.
- Сабельников С.Е. К проблеме фанерозойских рапакиви в Южном Тянь-Шане // Изв. НАН КР. – 2003. – № 4. – С. 41–46.

Сабельников С.Е. О формационной принадлежности гранитоидов Кокшальской миогеосинклинали Южного Тянь-Шаня // Материалы IV регионального петрографического совещания. – Ташкент: Фан, 1983. – С.92–94.

Сабельников С.Е. Позднегерцинский гранитоидный магматизм Кокшаальской складчатой зоны Южного Тянь-Шаня. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Душанбе, 1984.

Сабельников С.Е. Эндербитоиды мигматит-плагиогранитной формации Северного Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 1999. – С.46–47.

Сабитова Т.М. Глубинное строение земной коры Тянь-Шаня и выделение зон возможных очагов землетрясений. Автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. – Бишкек: Илим, 1996. – 62 с.

Сабитова Т.М. Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхней мантии (модели 1.1.1–1.1.3) // Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Бакиров А. Б. (ред.). – Бишкек: Илим, 2006. – С.57–61.

Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня (результаты, проблемы, перспективы) // Геология и геофизика. – 2001. – Т.42. – № 10. – С.1543–1553.

Сабитова Т.М., Адамова А.А., Миркин Е.Л. Ослабленные зоны в скоростной структуре Р-волн земной коры и и очаги сильных землетрясений (модель 1.1.1) // Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Отв. Ред. Бакиров А. – Бишкек: Илим, 2006. – С.52–55.

Сабитова Т.М., Адамова А.А., Усольцева О.А., Винник Л.Н. Сопоставительный анализ и общая характеристика моделей (1.1.1–1.1.3), рассчитанных с применением разных методов и алгоритмов // Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Отв. Ред. Бакиров А. – Бишкек: Илим, 2006. – С.47–51.

Сабитова Т.М., Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Скоростные неоднородности Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4. – Москва–Бишкек, 2009. – С.406–415.

Сабитова Т.М., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного слоя Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Москва–Бишкек, 2006. – С.101–107.

Сагындыков К., Никоноров В., Сквалецкая Л. и др. Литология и рудоносность углеродистой терригенно-флишевой формации венда Тянь-Шаня // Литология и рудоносность углеродистых формаций верхнего докембрия-нижнего палеозоя Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1991. – С.25–33.

Сагындыков К.С. Докембрий и нижний палеозой хребта Кокирим-Тоо и Тахталыкской гряды (Тянь-Шань). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Фрунзе, 1964. – 26 с.

Сагындыков К.С., Судоргин А.А. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня (геология и рудоносность, перспективы). – Фрунзе: Илим. – 1984. – 214 с.

Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. – М.: Наука, 1990. –181 с.

Саипбекова А.М. Горизонтальные скорости неоднородности верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур // Литосфера Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1986 – С.83–88.

Саипбекова А.М. Скоростная модель верхней мантии // Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1991. – С.23–29.

Сакиев К.С. Условия метаморфизма офиолитов Тянь-Шаня. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. – Бишкек, 2002. – 34с.

Сапрыкин Ф.Я. Месторождения германия // Рудные месторождения / ред. В.И.Смирнов. – Т. 3. – М.: Недра, 1978. – С.432–436.

Саргаскаев Ж.С. Кокджотская серия Каратау. Стратиграфия, состав и условия образования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Алма-Ата, 1988. – 25 с.

Селиверстов К.В. Позднепалеозойская геодинамика и металлогения Чаткальского региона. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Бишкек. 1992. – 20 с.

Семенов Ю.Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира / Всесоюз. науч.-исслед. геол. инс-т. Труды, новая серия. – Л.: Недра, 1982. – Т.245. – 211с.

Синицын В. М. Северо-западная часть таримского бассейна. – М.: АН СССР, 1957. – 252 с.

Советов Ю.К., Шенфиль Ю.В. Новая докембрийская биота (Южный Казахстан) // Докл. АН СССР, 1977. – Т.232. – №5. – С. 1193–1196.

Соловьев С.Г. Позднепалеозойский калиевый субщелочной (шошонит-латитовый) магматизм Среднего Тянь-Шаня // Изв. РАН. Сер. геол. – 1992. – №11. – С.28–43.

- Соломович Л.И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис, рудоносность) // Дис. ... док. геол.-минер. наук. – Бишкек, 1997. – 436с.
- Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Новые данные о формации рапакиви в Тянь-Шане (Кокшаальский хребет) // Докл. АН СССР. – 1990. – С.150–152.
- Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Петролого-геохимическая эволюция позднепалеозойских гранитов рапакиви в Тянь-Шане // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1989. С.128–149.
- Солошенко И.И., Риненберг Р.Е. К стратиграфии силурийских отложений Восточного Алая // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1984. – Т. 59. – Вып.6. – С.70–81.
- Спиваков С. Б. Метасоматические породы и их рудоносность на месторождениях медно-порфировой формации Киргизского хребта. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Бишкек, 1989. – 300 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. – Т.1. – Бишкек: Илим, 1982. – 372 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. – Т.2. – Бишкек: Илим, 1982. – 246 с.
- Талашманов Ю.А. Герцинские структуры Северо-Восточной Ферганы. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. – 21 с.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – С.279.
- Трифонов Б.А., Соломович Л.И., Фунт Б.Б. Гранит-порфиры Иньльчекского оловорудного узла и связь их с оруденением // Материалы регионального петрографического совещания: Магматические, метаморфические формации Средней Азии и петрологические критерии их рудоносности. – Ташкент: Фан, 1983.
- Турдукеев И.Д., Рыков Ю.П., Чукулов Ж.Т., Байбулатов Э.Б. Перспективы освоения графитоносности Кыргызстана // Материалы конференции «Перспективы развития и использования минеральных ресурсов Кыргызской Республики». – Бишкек, 1995. – С.79–81.
- Турдукеев И.Д., Шамшиев О.Ш., Маралбаев А.О. Эволюционные ряды палеозойских рудных формаций Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань) // Эволюция геологических процессов Тянь-Шаня. – Ташкент: ТашГУ, 1996. – С.86–89.
- Укудеев Т. Строение и условия образования Туркестанского метаморфического комплекса (Ю.Т.-Ш.) Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе, 1973.
- Усманов И.А. Новый тип полигенного оруденения на золоторудном месторождении Кок-Джар // Известия НАН КР. – 2003. – № 4. – С.106–109.
- Хаин В.В. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Сов. Геол., – – 1992. – № 6.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 480 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ. 2005. – 560 с.
- Хамрабаев И.Х., Мацокина Т.М., Горьковой О.И. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация // Зоны закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1967. – Т.VIII. – С.251–274.
- Хамрабаев И.Х., Мусаев А., Лихойдов Г.Г., Баранов В.В. Пояса основных и ультраосновных пород Узбекистана // Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана. – Ташкент: Наука, 1964. – С.24–36.
- Хераскова Т.Н., Диденко А.Н., Киселев В.В. и др. Главные этапы вендско-раннепалеозойской эволюции континентальной окраины Восточной Палеогондваны – фрагмента суперконтинента Родиния // Тектоника неогей, общие и региональные аспекты. – М: ГЕОС. – Т.2. – 2001. – С.287–290.
- Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И. Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1986. – № 2. – С.45–58.
- Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса // Геотектоника. – 1978. – №5. – С.72–83.
- Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук В.А., Пучков В.Н., Войтович И.И., Наседкина В.А.** Структурное положение и возраст офиолитов Каратерекского массива // Изв. НАН КР. – Спецвыпуск. – 1999. – С.65–69.
- Циркон в породах докембрия и фанерозоя. – М: Наука, 1985. – 264с.
- Чабдаров Н.М, Бажанов О.В., Колесников А.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. К-44-VII. – М: Госгеолтехиздат, 1971. – 100 с.
- Шадгинев А.С., Старшинин Д.А. О находке галек магматических пород в верхнепалеозойских конгломератах северного склона Зеравшанского хребта (Центральный Таджикистан) // ДАН Тадж. ССР. – 1969. – Т.12. – № 3.

- Шацкилов В.И., Горбунов П., Саипбекова А.М. Новые геофизические аспекты строения тектоносферы Тянь-Шаня // *Материалы международной конференции «Высокогорные исследования и перспективы в XXI веке»*. – Бишкек, 1996. – С.93–94.
- Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотов Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1988. – 328 с.
- Шварцман Ю.Г. Тепловое поле, сейсмичность и геодинамика Тянь-Шаня // *Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон*. – М.: Наука, 1993. – С.213–232.
- Шванов В.Н. Майлисуйский океанический комплекс в бассейне р. Карасу-западная на северо-востоке Ферганы – *Вестн.ЛГУ*, 1979. – №12. С.12.
- Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. – Л., 1983. – 215 с.
- Юсупов Р.Г. Алмазы орогенных областей, геохимические особенности и акцессорно-минеральные парагенезисы (Срединный и Южный Тянь-Шань) // *Геохимия*. – М.: Наука, 1993. – № 6. – С.852–862.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. – 236 с.
- Яговкин А. В. Герциниды Восточного Алая. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. – 24 с.
- Яговкин А.В., Талашманов Ю.А. К вопросу о границе между герцинидами Ферганского и Восточно-Алайского хребтов // *Вопросы региональной геологии*. Вып. 3. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С.113–127.
- Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // *Вопросы стратиграфии палеозоя*. – Л., 1969. – С.57–70.
- Bai Wanji and Yang Jingsui. An continental basin-mountain tectonic framework and continental basin spreading // *Basin spreading and mountain building in a continent*. – Beijing, 1996. – P.1–10.
- Bakirov A.B., Lesik O.M., Lobanchenko A.N., Sabitova T.M. and Saipbekova A.M. Deep structure and recent geodynamic of Tien Shan // *Turkish speaking countries 3-rd Earth sciences and mining conference. Presentations*. – Izmir, 1997. – P.237–248.
- Bakirov A., Tagiri M., Sakiev K. Rocks of Ultrahigh-pressure Metamorphic facies in the Tien Shan // *Russian Geology and Geophysics*. –1998. – Vol.39, № 12. – P.1709–1721.
- Brookfield M.E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan) // *Ibid*. – 2000. – V. 328. – P.1–14.
- Burov B., Molnar P. Gravity anomalies over the Fergana Valley (Central Asia) and intracontinental deformation // *J. Geophys. Res.* Vol. 103. – 1998. – P.18137–18152.
- Carpenter M.A. Kinetic control of ordering and exsolution in omphacite // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1978. – №76. – P.17–24.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pac. Geology/ V. 8*. – 1974. – P.173–174.
- Chen Y.H., Roeker S.W., Kosarev G.L. Elevation of the 410-km discontinuity beneath the central Tien Shan; evidence for a detached lithospheric root // *Geophys. Res. Lett.* – 1997/ – V. 24. – P.1531–1534.
- Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – V.86. – P. 107–118.
- Christensen N.I. & Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J.Geophys. Res.* V.100. – №. B7. – 1995. – P.9761–9788.
- Djenchuraeva R., Maksumova R. Evolution of Middle Tien Shan Rare-Metallic Metallogenic Province // *The 9-th Symposium of IAGOD*. – Beijing, China. – 1994.
- Djenchuraeva R., Maksumova, R. Porphyry copper-gold mineralization. In the ancient active continental margins of the Tien Shan // *Resource Geology Special Issue*. – Tokyo (Japan), 1993₁. – № 15. – P.241–252.
- Djenchuraeva R. Tectonic setting of porphyry-type mineralization and hydrothermal alteration in Paleozoic arcs active continental margin, Kyrgyz Range // *Mineralium Deposita (Springer Verlag)*. –1997. – V.32. – P.434–440.
- Djenchuraeva R., Maliukova N. & Solomovich L // *Rapakivi granites and ore mineralization in Kyrgyzstan. Abstracts*. – Helsinki, 2000. P.35.
- Djenchuraeva R., Nikonorov, V, Litvinov, P. Kumtor ore deposit // *Paleozoic geodynamics gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan*. – London, 2001. – P.139–150.
- Djenchuraeva R., Oakes B. Ore deposit Jerooy // *Paleozoic geodynamics gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan*. – London, 2001. – P.153–161.
- Djenchuraeva R. Paleozoic geodynamics, magmatism, and metallogeny of the Tien Shan // *Paleozoic geodynamics gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan*. – London, 2001. – P.29–49.

- Djenchuraeva R., Nikonorov V., Karaev I. Atlas of Major Ore Deposits Types in Kyrgyzstan. – London, 2008. – 42 p.
- Djenchuraeva R., Borisov F., Pak N., Maliukova N. Metallogeny and Geodynamics of the Aktiuz-Boordu Mining District, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Journal of Asian Earth Science. Special Issue. – 2008. – P.280–299.
- Erlank A.J., Kushiro F. Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures // Carn. fist. Wash.: Year, Book, 1970. – V. 68. – P.233–236.
- Ernst W.G. Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley. Sequencecrustal expression of late Mesozoic Benioff zone // J. Geophys. Res. – 1970. – №75. – P.886–901.
- Ghes M., Bakirov A. Magmatism of the Tien Shan Caledonides: geodynamic aspects // Report № 4 of the IGCP project 283: Geodynamic evolution of Paleoaision Ocean. – Novosibirsk, 1993. – P. 202–205.
- Ghes M., Seliverstov K. Geodynamics, magmatic and metallogenic zonation of the Middle Tien Shan sector of the Paleozoic continental margin of the Paleotethys // Mitteilungen der Osterreichischen Mineralogischen Gesellschaft. V.135. – Wien, 1990.
- Heinrich W., Althaus E. Die obere Stabilitats grenze von Lawsonit plus Albit brw. Jadeit // Fort. Mineral. – 1980. – 58. –P. 49–50.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay Biswajit. A reevaluation of the stability relation of andalusite: Thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates // Amer. Miner., –V.78. – 1993. – P.298–315.
- Holland T.J.B. Preliminary phase relations involving glaucophane and applications to high pressure petrology: new heat capacity and thermodynamic data // Contrib. Mineral. Petrol., – 1988. – № 99. – P.134–42.
- Ishihara S. Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids // J. geol. society of Japan. V.85. – August 1979. – №8. – P.509–523.
- Karig D.E. and Moore G.F. Tectonically controlled sedimentation in marginal basins // Earth Plan. Sci. letters. V.26. – 1975. – P.233–238.
- Karig D.E. et al. Structure and Cenozoic evolution of the Sunda Arc in the central Sumatra region // Geological and geophysical investigations of continental margins / J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickerson, eds. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 29. – 1978. – P.223–237.
- Kent C. Condie. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto: Pergamon Press, 1989. – 476 p.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklud O., Belyatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. Lithos. – 2007. – P.21.
- Kröner, A., Alexeiev, D.V., Mikolaichuk, A., et. al. New single zircon ages of Precambrian and Paleozoic rocks from the Northern, Middle and Southern Tian-Shan belts in Kyrgyzstan // International Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Tien Shan belt and related terrains in the Central Asian Orogenic Belt. CAIAG. – Bishkek, Kyrgyzstan. 8–17 June, 2009, Abstract volume. – P. 30–31.
- Landis and others. Assistant of the coal resources of the Kyrgyz Republic. – Reston, 1996.
- Li Y., Gao Y., Sun D. Structural geology Along the Sino-Pakistan highway in Western Kunlun Mountins // Xinjiang Geology. – 1997. – V.15. – № 2. – P.116–133.
- Maksumova R.A., Bakirov A., Sakiev K. Tectonic Zoning of Tien Shan Caledonides // Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Tien Shan Belt and Related Terrains in the Central Asia Orogenic Belt. – 2009. – P.33–35.
- Maliukova N.N. The Taldybulak Levoberezhny gold deposit // Paleozoic geodynamics gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan. – London, 2001. – P.97–110.
- Mao J., Konopelko D., Seltmann R., et. al. Post-collisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in Tien Shan, Kyrgyzstan. – 2003.
- Marech W.V. Experimental studies on glaucophane and analysis of present knowledge // Tectonophys. – 1977. – №43. – P.109–125.
- Maruyama S., Liou J.G. Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary // The Island Arc. – 1998. – V. 7. Issues ½ . – P.280–292.
- Maruyama S., Cho M., Liou J.G. Experimental investigations of blueshist-greenschist transition equilibrium: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles – a new geobarometer // Blueschists and eclogites. The Geological Society of America. – Memoir 164. – 1986. – P.1–16.
- Massone S., Schreyer W. Stability field of the high-pressure assemblage talk-phengite and two new phengite barometers // Eur. J. Mineral., 1. – 1989. – P.391–410.

- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // *J. Petrol.*, V.2, №3. – 1961. – P. 277–311.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.*, 274, № 4. – 1974. – P.321– 355.
- Miyashiro A. *Metamorphic petrology*. UCL Press. – 1994. – 404 p.
- Oh C.W, Liou J.G. A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism // *The Island Arc*. – 1998. – V.1, Issues 1/2. – P.36–51
- Parkinson C. An outline of the petrology, structure and age of the Pompangeo Schist complex of central Sulawesi, Indonesia // *The Island Arc*. – 1998. – V.7. Issues ½. – P. 231–245.
- Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Ed. R.S.Thorpe // *Andesites*. A Wiley – Interscience Publication. – 1982. – P.325–345.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. №25. – 1984. – P.956–983.
- Pitcher W.S. Granite types and tectonic environment // *Mountain building processes* /Ed. By K.Y. Hsu. – 1983. – P.19–40.
- Pitcher W.S. Granites and yet more granites forty years on // *Geol. Rundschau*. V.76. – 1987. – P.51–79.
- Roeker S.W. Tomographic imaging of the upper mantle beneath the Western Tien Shan // *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тезисы докладов. Четвертый международный симпозиум*. – Бишкек, 2008. – С.173.
- Roeker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. Three-dimensional elastic wave structure of the Western and Central Tien-Shan // *J.Geophys. Res.*, – 1993. – V.98. – P.157.79–157.95.
- Sabitova T.M., Lesik O.M., Adamova A.A. Velocity and Density Heterogeneities of the Tien–Shan Lithosphere // *Pure appl. geophys.* 151. – Birkhauser Verlag, Basel, 1998. – P. 539–548.
- Saunaers A.D., Tarney G. Geochemical characteristics of basalt volcanism within back–arc basins // *Marginal Basin Geology*. Ed. by B.P. Kokelaar and M.F. Howelles. Blackwell Sc. Publications. – 1984. – P.100–132.
- Shimizu N. Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressure and temperatures // *Earth Planet. Sci. Lett.*, – 1971. – V. 11, №5.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks // *Nature*, 343. – 1990. – P.742–746.
- Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // *Journal of Earth Science*. 30. – 2007. – P.142–153.
- Solomovich L.J., Trifonov B.A. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 21. – 2002. – P.7–21.
- Sun S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Saunders A.D., Norry M.J (editors). – 1989. – P.313–345.
- Tagiri M., Bakirov A. Quartz pseudomorph after coesite in garnet-chloritoid-talc schist, Northern Tien Shan, Kirghiz SSR // *Proc. Japan Acad.* V. 66, ser. B, №7. – 1990. – P.135–139.
- Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiumi S. Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien Shan // *The Island Arc*. – 1995. – V. 4. – P.280–292.
- Thomas J.C., Perroud H., Cobbold P.R. et al. A paleomagnetic study of tertiary formation from the Kyrgyz Tien Shan and its tectonic implication // *J. Geophys.Res.*, – 1993. – № 36. – P.9571–9589.
- Usmanov I.A. The Boordu zinc-lead deposit // *Paleozoic geodynamics gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan*. – London, 2001. – P.111–114.
- White J.R. Sources of granite magmas // *Geol. Soc. Am. Gen. Meet.* – 1979. – 539 p.

**ГЕОДИНАМИКА И ОРУДЕНЕНИЕ
ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН)**

Авторы:

А.Б. Бакиров, М.Д. Гесь, Р.Д. Дженчураева., В.В. Киселев, Р.А. Максумова,
И.А. Мезгин, Н.Т. Пак, С.Е. Сабельников, К.С. Сакиев

Редакторы Р. Д. Мукамбетова, Е.И. Полихова,
Е.В. Комарова
Верстка и дизайн А. Малдыбаева

Подписано к печати 5.11.2014 г.
Формат 60×84 ¹/₁₆. Печать офсетная.
Объем 35,0 п.л. Тираж 100 экз.

Издательство «Илим»
720000, Бишкек, пр. Чуй, 265а