

Р.Х. Миркамалов, В.В. Чирикин, Ф.К. Диваев

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ОРОГЕННОГО ПОЯСА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА
(методические рекомендации)**



Ташкент 2019

УДК 551
М 63

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

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ»**

Р.Х.Миркамалов, В.В.Чирикин, Ф.К.Диваев

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ОРОГЕННОГО ПОЯСА
ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА
(методические рекомендации)**

8/12

Ташкент 2019

УДК 551.2(235.216.1)+553.062/.067-047.72(072)

ББК 26.3(54)

М 63

Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Диваев Ф.К.

Геодинамические реконструкции орогенного пояса Западного Тянь-Шаня и прогнозирования эндогенных месторождений в породах фундамента (методические рекомендации) / Р.Х.Миркамалов, В.В.Чирикин, Ф.К.Диваев; Гл. ред. Б.Ф.Исламов; Госком РУз по геологии и минеральным ресурсам, Госпредприятие «Институт минеральных ресурсов». - Т.: ГП «Институт минеральных ресурсов», 2019. - 162 с.: [40] илл., [7] табл., библиогр - 90 назв.

ISBN 978-8943-364-93-6

Рассматриваются методы, приемы минерагенического районирования на основе геодинамических реконструкций, регионального и локального прогнозирования рудоносных площадей. Охарактеризованы комплексы индикаторы геодинамических обстановок и приведены методики их определения, показаны методы геодинамических реконструкций с конкретным примером в виде карты Западного Тянь-Шаня, а также приемы металлогенического районирования на примере складчатого пояса с учетом ретроспективных моделей для главных этапов структурной перестройки и рудогенеза; примеры выделения прогнозных площадей для Кызылкумо-Нуратинского региона с геохимической заверкой участка Юкары Сарай, по которому оценены прогнозные ресурсы.

Для геологов, занимающихся геологической съемкой и прогнозированием рудоносных площадей и месторождений, студентов по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых».

УДК 551.2(235.216.1)+553.062/.067-047.72(072)

ББК 26.3(54)

Главный редактор

кандидат геолого-минералогических наук **Б.Ф.Исламов**

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук **Б.А.Исаходжаев**,
доктор геолого-минералогических наук **М.М.Пирназаров**

ISBN 978-9943-364-93-6

© Р.Х.Миркамалов, 2019
© В.В.Чирикин, 2019
© Ф.К.Диваев, 2019
© ГП «ИМР», 2019

ВВЕДЕНИЕ

Территория Узбекистана известна своими рудными месторождениями мирового класса, которые делают этот регион одним из самых богатых золотых провинций Евразии, несмотря на то, что большая часть структуры складчатого пояса в основном скрыта под мезозой-кайнозойскими отложениями, что затрудняет расшифровку геологического строения и, соответственно, поиски месторождений полезных ископаемых.

Последние десятилетия характеризовались постоянным ростом потребления минерального сырья. Наряду с количественным ростом расширялась и номенклатура потребляемого сырья. В сферу хозяйственного потребления непрерывно вовлекаются все новые нетрадиционные виды полезных ископаемых. Они становятся основой технического и инновационного развития экономики страны. Между тем большая часть месторождений полезных ископаемых, имеющих выход на земную поверхность, не только выявлена, но и в значительной части уже отработана. Это проблема общемировая. Постоянный рост потребления полезных ископаемых обусловил активизацию поисково-разведочных работ как у нас в стране, так и за рубежом.

На современном этапе важная роль отводится стратегическим видам минерального сырья — благородным, цветным и редким металлам как основе дальнейшего прогресса в развитии нанотехнологий и водородной энергетики. На фоне истощения легкодоступных месторождений открытие новых требует проникновения на все большие глубины. Но обнаружить месторождения на больших глубинах довольно трудно и экономически дорого и зависит не только от технических возможностей проникновения в земные недра. Успешное решение проблем прогнозирования, поисков и оценки месторождений разных видов минерального сырья требует подготовки кадров высшей квалификации, владеющих прогрессивными технологиями и новыми научными знаниями. При прогнозных построениях необходимо знать строение недр на глубине, научиться понимать суть происходящих процессов, четко представлять закономерности распределения полезных ископаемых.

Главной особенностью Узбекистана является то, что все рудные месторождения сосредоточены в обнаженной части домезозойского складчатого основания, который открыт на 12%, большая часть его перекрыта чехлом платформенных отложений, где геохимические методы поисков практически бессильны.

Наиболее перспективным подходом для изучения этих территорий является комплексный геодинамический анализ геологического строения и закономерностей размещения полезных ископаемых на доступных площадях с интерполяцией данных на перекрытую часть с учетом материалов дистанционного зондирования (геофизика и дешифрирование космфотоматериалов) и данных глубокого бурения.

Предлагаемая работа составлена по многолетним геодинамическим исследованиям сектора Геодинамики ГП «ИМР».

Глава I. ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

Складчатый пояс Западного Тянь-Шаня на сегодняшний день имеет высокую степень изученности, обусловленную как практическим интересом в связи с наличием крупных рудных залежей, так и научно-исследовательским, благодаря хорошей обнаженности и глубоким эрозионным врезам. Длительная история геологического изучения, уходящая корнями в прошлое тысячелетие, отражена во многих крупных научных трудах.

Целенаправленное изучение географии, палеонтологии, стратиграфии и тектоники Средней Азии началось с конца 60-70 гг. XIX в., после создания в Ташкенте Среднеазиатского горного общества, Туркестанского отдела Русского географического общества. Расширению научной базы и подготовке собственных кадров способствовала организация в 1918 г. геологического факультета в Туркестанском Университете (в настоящее время Национальный Университет Узбекистана).

Систематическое изучение геологии Средней Азии началось после создания в 1926 г. геологической службы Узбекистана, которая в настоящее время представлена Государственным комитетом Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам. Научное обеспечение геологических исследований осуществлялась Институтом геологии (создан в 1943 г.), ныне Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, и Среднеазиатским научно-исследовательским институтом геологии и минерального сырья (создан в 1957 г.), преобразованным в 1994 г. в Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз, а также Институтом геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений (создан в 1959 г.).

В 30-е годы составлена геологическая карта Средней Азии в масштабе 1:500000. Съёмки этого периода дали возможность установить последовательность залегания в фаунистически хорошо охарактеризованных разрезах палеозоя. Тектоническое направление в этот период развивалось Д.В.Наливкиным (1926), В.А.Николаевым, В.И.Поповым (1938; 1966). Опубликованы первые схемы геологического районирования пояса, в которых были намечены границы Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня и давшие основу металлогеническому районированию территории, способствовавшую пониманию закономерностей формирования и размещения месторождений рудных полезных ископаемых.

Более детальные исследования этого региона в 40-60-е годы привели к важным успехам в области стратиграфии (из состава прежде немых толщ были выделены силурийские граптолитовые сланцы). Изучение крупных моноклиналей или складок простой формы привело к расчленению их на серии тектонических чешуй и выделению узких структурно-формационных зон и подзон (А.К.Бухарин и др., 1985; Д.П.Резвой, 1959; Н.М.Синицын, 1960). Тем не менее, теоретическое осмысление новых результатов долго еще оставалось в русле традиции,работанной в 30-е годы.

Отметим, что вся геологическая съемка мелкого и среднего масштаба огромной территории СССР была выполнена в течение 50-70 годов прошлого века под жестким доминированием фиксистского подхода. «Классический» или «фиксистский» подход к природе зональности домезозойских комплексов постулировал накопление пород на том же самом месте, где возникали складчатые пояса как следствие вертикального движения блоков коры, при крайне ограниченном горизонтальном. Грандиозные надвиги, непосредственно видимые глазом в обрывах горных хребтов, конструировали многочисленные «глубинные разломы», чье существование не следовало из фактов, но было необходимым теоретически.

В 70-х годах начала развиваться новая «мобилистская» Теория литосферных плит, которая объясняла строение и развитие складчатых поясов континентов над областями схождения плит с образованием вулканоплутонического и складчато-надвигового поясов. Необходимость нового подхода к строению коры главных горно-рудных районов и переоценки результатов ранее проведенных исследований диктовалась наличием признаков крупномасштабных шарьяжных перемещений и присутствием огромных «чужеродных» масс в строении складчатых поясов. Первые, кто пришел к такому пониманию строения Тянь-Шаня, – это группа геологов под руководством профессора ЛГУ Г.С.Поршнякова (1973), сотрудники ВСЕГЕИ В.Л.Клишевич (1983), С.С.Шульц (мл.) (1972, 1974), Е.В.Христов (1978), старший научный сотрудник ГИН В.С.Буртман (1973, 1976, 1977, 2006).

Представление о типичной последовательности в залегании тектонических пластин, т. е. «стратиграфии покровов», выработанное в Южной Фергане, удалось успешно распространить и на смежные районы. Покровное или чешуйчато-покровное строение палеозоя хорошо отражают крупномасштабные геологические карты Южной Киргизии, Центрального Таджикистана, Нуратау и Кызылкумов, особенно составленные в 70-80-е годы.

До 1987 г. геодинамические исследования на территории Республики Узбекистан проводились, лишь в работах отдельных исследователей: Т.Н.Далимова (1980, 1993, 1994, 2005, 2010), Р.Н.Абдуллаева (1975, 1989, 2004), Э.Р.Базарбаева, М.А.Ахмеджанова (1975, 1977, 1982), Ю.С.Бискэ (1982, 1996), В.С.Буртмана (1972), С.С.Шульца, П.А.Мухина (1982, 1989), Л.П.Зоненшайна (1976, 1990), Ш.Ш.Сабдюшева (1971, 1977, 1993), Р.Р.Усманова (2006), А.Е.Антонова (1988) и др. Ими были предприняты первоначальные попытки интерпретации истории геологического развития территории с новых позиций. Значительную помощь оказали палеонтологические исследования З.М.Абдуазимовой (1969, 1976, 1998), В.Н.Пучкова, К.С.Иванова (1983, 1985, 1987, 2010), доказавшие палеозойский возраст многих метаморфизованных толщ, считавшихся докембрийскими.

Новый этап геодинамических исследований связан с составлением геодинамических карт всей территории (Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий, 1988), так и по отдельным регионам, в частности, с работой по программе «Глубинное прогнозно-геодинамическое картирование (ГПГК) Кызылкумского геодинамического полигона», выполненный в основном геологами Госкомгеологии Республики Узбекистан, с привлечением ряда научно-исследовательских коллективов ведущих институтов России (ВСЕГЕИ, ПО «Аэрогеология», ИГЕМ) и Украины (ИГГИ АН Украины). Завершение исследований по Программе... с составлением окончательного отчета осуществлялось сектором геодинамики ИМП в 1993 г. Эти

работы позволили отработать методику геодинамических исследований и впервые была составлена «Геодинамическая карта Кызылкумов со снятым мезозой-кайнозойским чехлом» масштаба 1:200 000, в создании которой участвовали Ю.С.Савчук, П.А.Мухин, Ш.Ш.Сабдюшев, Р.С.Хан и др.

Одновременно с созданием геодинамических полигонов на территории бывшего СССР начаты геологические исследования глубинного строения. В это время пробурены уникальная Кольская сверхглубокая скважина, а для исследования глубинного строения складчатых поясов в местах развития крупных рудных месторождений запланировано бурение Уральской и Мурунтауской глубоких скважин проектной глубиной до 7 км. Кроме того, в Кызылкумах пройдены несколько скважин, подтвердившие шарьяжное строение фундамента, что имело основополагающее значение для понимания структуры складчатого пояса Тянь-Шаня.

Полученные результаты вызвали «взрыв» новых идей. В.В.Белявским (ТашГУ) и Р.М.Гатиной «загадочные» слои высокой проводимости, установленные в коре Тянь-Шаньского складчатого пояса на глубинах от 3 до 12 км по данным МТЗ, были идентифицированы как шовные и корневые зоны шарьяжей. Палеомагнитная лаборатория АН Узбекистана под руководством Х.М.Абдуллаева провела огромный объем палеомагнитных измерений палеозойских толщ Тянь-Шаня и сделала вывод, что его структура представляет коллаж осколков коры, образовавшихся между 11 и 40 градусами северной широты (Mukhin и др., 1989).

Приобретенный на полигоне опыт был перенесен на всю территорию Узбекистана, и на рубеже веков, уже в годы независимости, выпущена серия Геодинамических карт под руководством Ю.С.Савчука и Р.Х.Миркамалова при непосредственном участии Т.Н.Далимова, В.И.Троицкого, Р.С.Хана, Ф.К.Диваева и других специалистов.

Практическое применение новых сведений принесло много нового в понимание того, каким образом возникают месторождения полезных ископаемых. Существовавшие ранее разнообразные типы месторождений были разделены на три главные группы: дошарьяжные, синшарьяжные и постшарьяжные, которые соответствовали трем главным стадиям развития складчатых поясов (спредингового бассейна, субдукции и коллизии плит).

Основоположником металлогенического направления в Узбекистане был Х.М.Абдуллаев, концепция которого основывалась на принципе взаимосвязи тектоники, магматизма и рудообразования. Эта концепция сыграла ведущую роль для теории формирования месторождений. Глубинным строением земной коры, геофизическими полями по этой проблеме занимались Е.М.Бутовская, И.Х.Хамрабаев, Ф.Х.Зуннунов, В.И.Уломов, Т.Э.Эргешев, Б.Б.Таль-Вирский, Б.Я.Хорева, И.А.Фузайлов и др. Рудно-формационный анализ в разные годы проводился Х.Н.Баймухамедовым, В.П.Федорчуком, Т.М.Мацокиной, И.М.Головановым, Л.З.Палеем, П.В.Панкратьевым, Х.Р.Рахматуллаевым, И.В.Мушкиным, Б.А.Исаходжаевым, М.М.Пирназаровым и др.

Развитие мобилистской теории Тектоники литосферных плит дало толчок к составлению новых металлогенических и прогнозных карт Западного Тянь-Шаня, Узбекистана и отдельных его регионов (И.М.Голованов, Г.Е.Завьялов, А.А.Землянов, С.М.Колоскова, М.М.Мансуров, Ю.В.Михайлова, А.В.Покровский, Ю.С.Савчук, Ф.А.Усманов и др.). В работе П.А.Мухина и Ю.С.Савчука (1988) разработана суб-

дукционно-гидротермальная модель золотого оруденения Кызылкумов и выделена самостоятельная группа шарьяжных золоторудных месторождений. Источником рудного вещества авторы модели считали осадочно-метаморфические породы пластин, взаимодействующие друг с другом в зоне субдукции. Дальнейшее развитие прогнозные построения на основе субдукционно-гидротермальной модели получили в работе Ю.С.Савчука с соавторами (1997) применительно ко всему Западно-Узбекистану. Теоретическими основами разработок являлись формирование и перемещение рудоносных гидротерм по восстанию зоны поддвига, струйный характер поднимающихся гидротерм, возникновение благоприятных позиций для формирования зон золотого оруденения на пересечении струй со швами наволохов, зон трещиноватости каледоно-герцинского возрастов.

В 1997 г. под руководством И.М.Голованова (1998) при составлении прогнозно-металлогенической карты Узбекистана нового поколения на золото масштаба 1:500000 на геодинамической основе проведена первая попытка геодинамической типизации рудных объектов.

В 2003-2005 гг. Ю.В.Михайловой, М.М.Мансуровым, Т.М.Воронич и др. проведено изучение эволюции золота на разных этапах геодинамического развития Среднего и Южного Тянь-Шаня. Выделенные ими главные золоторудные месторождения Восточного Узбекистана укладываются в краткий временной промежуток, из чего был сделан вывод о высокой продуктивности на промышленное золотое оруденение отдельных периодов геологической истории, при этом, наиболее важной в Западном Тянь-Шане является позднегерцинская эпоха, проявленная в позднекарбонное-раннепермское время.

Основными металлогеническими выводами геодинамических реконструкций Юго-Западного Тянь-Шаня являлись предположения о связи золотосодержащих колчеданных месторождений с корово-мантийным вулканизмом рифтогенной зоны карбона (Шаякубов и др., 1988, 1998, 2000), а также о возникновении золото-серебряного и золото-сурьмяно-ртутного оруденения в плане постколлизийной активизации региона в верхней перми-триасе в связи с зонами эмбрионального рифтогенеза.

Фактически разработки геолого-металлогенического плана с позиций мобилизма для территории республики и ее отдельных регионов только начаты. До настоящего времени отсутствуют какие-либо методические разработки металлогенического и прогнозного анализа как в республике, так и в соседних государствах.

Несмотря на 30 лет геодинамического изучения территории республики, остались не решенными некоторые вопросы эволюции геологического строения, особенно это касается докембрия и раннепалеозойской истории, в связи с чем были проведены абсолютные датировки некоторых метаморфических и гранитоидных комплексов, позволивших уточнить геодинамическую эволюцию формирования складчатой структуры Западного Тянь-Шаня.

При металлогеническом районировании необходимо учитывать, что используемые методы традиционного металлогенического районирования разработаны на основе *геосинклинальной* концепции, одним из основных положений которой является существование жестко зафиксированных в пространстве и времени структурно-формационных зон. В связи с этим при трактовке геологической эволюции территории с позиций геодинамики прямое использование существующего способа

металлогенического районирования сталкивается с серьезными и, часто, неразрешимыми трудностями. Основное несоответствие проявляется в различиях трактовки эволюции складчатых систем, обусловленных значительными горизонтальными перемещениями блоков коры при субдукционно-коллизийной аккреции, приведших к широкому развитию шарьяжных границ между террейнами.

Практическая значимость работ по минерагеническому районированию на геодинамической основе с выделением благоприятных зон, перспективных как на рудное, так и на углеводородное сырье, видится в том, что они могут послужить основой для целенаправленного изучения продуктивности перекрытых территорий, а также помочь в координации поисковых работ на территориях, перекрытых чехлом мезозой-кайнозойских пород.

Отметим, что несмотря на широкое признание Теории литосферных плит в научной сфере, практическое внедрение ее идет медленно. Часто встречаются работы, включающие «мобилистскую» терминологию, сопровождающиеся картами, построенными на «геосинклинальной» концепции с выделением структурно-формационных зон, разделенных глубинными разломами. Этот факт прослеживается в крупной обобщающей работе «Атлас карт Центральной Евразии (м-бы 1:2 500 000 – 1:7500 000)» (координатор институт ЮгГео, Казахстан, 2002), в который включены палеогеографические карты, построенные на разных научных платформах. Эта тенденция характерна и для некоторых картографических продуктов Узбекистана, хотя в последнее время уже появились легенды, составленные на основе геодинамического подхода.

Для внедрения геодинамических приемов в практику геолого-съемочных работ пользователю предлагается методическое руководство. Данное методическое руководство предназначено для грамотного понимания и успешного применения геодинамических методов в практике современных геолого-съемочных работ.

Глава II. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Принципы и задачи геологического прогнозирования

Стратегия поисков новых месторождений полезных ископаемых строится на целенаправленном и эффективном выборе объектов для дальнейших геологических исследований. Точный и надежный геологический прогноз резко повышает результативность поисков. Отсюда важнейшим направлением становится совершенствование методов прогноза рудоносных площадей и месторождений. Прогнозирование рудоносных территорий и рудных объектов осуществляется на всех этапах и стадиях общего геолого-разведочного процесса. Прогноз размещения рудных полей, месторождений, их внутреннего строения, масштаба и практического значения, содержащихся в них ресурсов полезных ископаемых представляет важнейшую конечную цель геологического изучения недр. Фактический материал, получаемый после завершения каждой стадии геолого-разведочных работ, расширяет и углубляет представление об исследуемом рудном объекте, позволяет опровергнуть или подтвердить сделанные ранее выводы, более точно интерпретировать наблюдаемую геологическую ситуацию как благоприятную или неблагоприятную для локализации промышленного оборудования. Критериями перспективности рудных объектов служат прогнозные ресурсы полезных ископаемых категорий P_1 , P_2 и P_3 (минерагенический потенциал — МП).

По результатам геологического прогноза принимаются решения о целесообразности проведения дальнейших более детальных геолого-съемочных, поисковых, оценочных и разведочных работ на выделенных перспективных участках, основанные на геолого-экономической оценке ожидаемых ресурсов полезных ископаемых.

Геологический прогноз опирается на известные и новые эволюционные (геодинамические) закономерности геологического строения земной коры и мантии, а также на структурно-тектонические, петрологические, формационные, геофизические, геохимические, металлогенические и прочие закономерности образования месторождений. Точность и надежность прогноза во многом зависят от качества геологической информации, которая привлекается для построения прогнозных заключений.

Конечным результатом комплексного геодинамического анализа геологического строения и особенностей рудных объектов является создание упрощенных геолого-генетических, структурно-тектонических, геолого-формационных, статистических и др. моделей.

Объекты прогнозирования при геолого-съемочных и поисковых работах

Основными объектами изучения и прогнозирования в процессе геолого-съемочных и поисковых работ являются рудоносные территории и участки — минерагенические провинции и зоны, рудные районы, рудные узлы, рудные поля и месторождения полезных ископаемых.

Прогноз рудоносности территорий, локальных участков осуществляется на основе выявления закономерностей пространственного размещения месторождений полезных ископаемых, рудных полей и узлов в складчато-надвиговых поясах, их

приуроченность к определенным структурно-вещественным комплексам и типам разрывных и складчатых дислокаций.

Применительно к геолого-разведочной практике (этапное и стадийное выполнение геолого-разведочных работ) прогнозирование заключается в обосновании наибольшей вероятности пространственной локализации рудных объектов на площадях работ. Отсюда геологическое прогнозирование разделяется на региональное, мелко-, средне-, крупномасштабное и локальное. Целью такого прогноза любого масштаба является выделение и количественная оценка рудоносности перспективных площадей, структур, участков в рангах минерагенической провинции и зоны, рудного района, рудного узла, рудного поля, месторождения, рудной залежи.

Задачи прогнозно-минерагенических исследований:

1) сбор, обобщение и систематизация имеющейся геологической информации в масштабе планируемых работ;

2) анализ полученных данных с выявлением основных геологических предпосылок объекта прогнозирования (минерагеническая провинция – рудная залежь) и его реальные модели;

3) синтез данных и общая оценка перспектив изучаемой площади с выделением потенциально рудоносных участков и структур, соответствующих масштабу и типу модели прогноза;

4) количественная оценка прогнозных ресурсов рудоносных объемов недр (потенциальная минерагеническая провинция – рудная залежь) и их геолого-экономической значимости в условиях конкретного региона;

5) определение рациональных путей, комплекса методов и объемов геолого-разведочных работ для реализации прогноза.

По условиям проведения прогнозно-минерагенических исследований большое значение приобретает типизация территорий. Эта типизация позволяет наметить рациональный комплекс методов прогноза и составить представление о возможной промышленно значимой минерализации на изучаемой площади. Важнейшее условие проведения прогнозно-минерагенических исследований – геодинамическое районирование с расшифровкой последовательности формирования геолого-тектонической структуры с определением главных этапов рудогенеза.

Прогнозно-минерагенические и прогнозные карты, методы их составления

В качестве итоговых документов региональных прогнозно-минерагенических работ масштабов 1:1 000 000...1:50 000 выступают минерагенические и прогнозные карты, составленные в масштабе исследований. Минерагеническая карта отражает закономерности размещения месторождений полезных ископаемых (масштабов 1:1000000–1:500000). Она приобретает статус прогнозно-минерагенической карты, если снабжена накладкой прогноза оруденения того же масштаба. В этом случае прогноз завершается расчетом прогнозных ресурсов категории P_3 . Карта прогноза, как самостоятельный документ прогнозирования минеральных ресурсов, составляется при завершении средне-, крупномасштабных геологических работ масштабов 1:200 000 (1:100 000) и 1:50 000 (25 000). К прогнозным картам относятся геологические карты со специальной минерагенической (металлогенической) нагрузкой, при анализе которой можно обосновать прогноз на поиски месторождений полезных ископаемых. Прогнозные ресурсы соответствуют категориям P_3 и P_2 .

Региональная прогнозно-минерагеническая карта составляется на основе следующих материалов:

- 1) геологической карты района геолого-съёмочных работ в масштабе прогнозирования;
- 2) тектонических карт и схем тех же масштабов;
- 3) геодинамической карты;
- 4) геофизических карт – грави-, магнито-, сейсмометрической;
- 5) карты геохимических полей и ореолов;
- 6) карты интерпретации космических и высотных аэрокосмосъемок;
- 7) карты полезных ископаемых;
- 8) кадастра всех известных на изучаемой площади месторождений, рудопроявлений, точек минерализации;
- 9) карты прогноза предыдущей стадии геолого-разведочных работ.

Основные материалы сопровождаются схемами геологической, геофизической, прогнозно-поисковой изученности и другими вспомогательными данными, отражающими особенности распределения оруденения в пространстве, времени и связи его с магматическими, метаморфическими, метасоматическими образованиями.

Минерагенические карты составляются на геодинамической (структурно-формационной) основе. Независимо от масштаба на них отражаются:

- 1) структурно-вещественные комплексы, сформированные в условиях главнейших структурных элементов земной коры – аккреционные и микститовые комплексы, зоны тектономагматической активизации и их составные части – антиклинории, синклинории, террейны, вулканические зоны, зоны смятия, сутуры, впадины, прогибы и др. с указанием возраста и типа структур;
- 2) тектонические разрывные нарушения разных рангов с разделением их по типам, времени заложения и обновления;
- 3) геологические формации (осадочные, вулканические, интрузивные, метаморфические, метасоматические) или структурно-формационные комплексы (на обзорных картах) с отображением их типов, вещественного наполнения и возраста;
- 4) геохимические данные;
- 5) все известные на площади работ месторождения, рудопроявления, систематизированные по составу руд, размеру, морфологии, формационным и геолого-промышленным типам.

Минерагеническую карту целесообразно представлять в виде комплекта специализированных карт. В такой комплект должны входить: схемы геодинамического и минерагенического районирования территории; карта размещения оруденения в тектонических структурах; карта размещения оруденения в гравиметрических, магнитных полях; карта размещения оруденения в геохимических полях, ореолах и потоках рассеяния. Завершает комплект карта критериев и признаков промышленного оруденения. На ней выносятся все установленные закономерности распределения рудных объектов – руды, околорудные метасоматиты, геохимические, геоморфологические, геофизические и прочие данные. Именно многоплановость работ по составлению региональных мелко- и среднемасштабных прогнозно-минерагенических карт и определяет комплексность проводимых исследований.

Карта поисковых критериев и признаков оруденения составляется при среднемасштабных (1:200 000–1:100 000) минерагенических работах. Она включает итоговую информацию по закономерностям размещения разнотипного оруденения;

отражает известные рудные объекты и факты, указывающие на возможность обнаружения промышленных месторождений в конкретных структурах. На такой карте суммируются все геологические предпосылки поисков промышленных руд и выявленные в регионе признаки оруденений. Карта является основным документом для составления карты прогноза. На карте поисковых критериев и признаков отражаются благоприятные для локализации оруденения геологические формации, складчатые, террейновые, рифтогенно-глыбовые, грабеновые структуры и составляющие их структурные элементы).

Разрывные структуры разделяются на рудоподводящие, рудораспределяющие, рудоконтролирующие, рудолокализирующие. Для рудогенерирующих, рудообразующих, рудовмещающих интрузий и вулканических комплексов на карте показываются их специфические особенности — строение, фазы, вещественный состав, уровни эрозийного среза, условия залегания. Среди поисковых признаков отражаются все известные рудные объекты, рудные узлы, рудные поля, ореолы и зоны гидротермально-метасоматических преобразований рудовмещающих пород, геофизические, геохимические и иные признаки оруденения.

Карта прогноза составляется в виде накладки на комплект минерагенической карты территории. Она представляет синтез всех имеющихся по оруденению материалов. Содержание ее определяется целевым заданием на минерагеническое исследование региона. На ней выделяются площади с разной степенью перспективности на те или иные виды минерального сырья, на формационные и промышленные типы месторождений. Намечается набор и пути реализации прогнозно-поискового комплекса. Карта прогноза должна дать представление, какие виды минерального сырья, типы месторождений возможны на изучаемой территории. На каких участках в первую очередь следует искать промышленные руды? В каком количестве составят прогнозные ресурсы на прогнозируемых объектах? Какими методами целесообразно проводить их поиски?

При выделении перспективных площадей и структур анализируются преимущественно сводные данные — схема минерагенического районирования территории и карта прогнозно-поисковых критериев и признаков оруденения. При среднемасштабных работах анализируют карты масштаба 1:200 000 (1:500 000), а при мелкомасштабных — только минерагеническая карта масштаба 1:1 000 000.

Выделенные площади дифференцируются по степени рудоперспективности с отражением типов, размера ожидаемых месторождений и очередности проведения дальнейших геолого-разведочных работ. При определении видов, объемов последующих прогнозно-поисковых исследований, их очередность проведения учитывает состояние и степень геологической изученности и опойскованности перспективных площадей и структур. В общем случае возможность выявляемых рудных объектов считается выше на площадях с низкой степенью их изученности. По наиболее перспективным площадям дается количественная оценка ресурсов категории минерагенического потенциала. Наиболее важными проблемами районов и переоценка известных рудных объектов при изменении требований к минеральному сырью и комплексности его использования, а также прогнозирования новых типов месторождений.

Глава III. КОМПЛЕКСЫ-ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Основные понятия геодинамики

Геодинамика — это наука о глубинных силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в верхних твердых ее оболочках. Круг проблем, изучаемых геодинамикой, достаточно широк, а вместе с тем сами объекты исследования, т. е. в первую очередь глубинные силы и процессы, являющиеся движущим механизмом преобразований в литосфере, недоступны непосредственному восприятию и о них удастся судить лишь по косвенным признакам и теоретическим построениям.

Геодинамика в отличие от геотектоники использует данные всех трех основных наук о Земле — геологии, геофизики и геохимии и является, таким образом, синтезирующей дисциплиной.

Наибольший практический интерес представляет региональная геодинамика или геодинамика конкретных, ограниченных по площади, территорий земной поверхности. Предметом региональной геодинамики является изучение результатов взаимодействия литосферных плит, обусловленные этим силы и процессы, происходящие в определенных участках земной коры и литосферы.

Прикладное значение геодинамики, как и тектоники, выражается в связи с поисками месторождений различных полезных ископаемых как рудных, так и нерудных, в т. ч. углеводородов, поскольку особенности тектонического строения региона — один из главных факторов, контролирующих размещение их залежей. Значительную роль при этом играет составление *тектонических карт на геодинамической основе (геодинамическая карта)*, являющихся обычно основой для анализа размещения уже обнаруженных скоплений полезных ископаемых, а также для прогноза распространения еще не открытых залежей или целых бассейнов, в частности нефтегазоносных. Геодинамические карты имеют не только прикладное, но и большое теоретическое значение, поскольку в них отражены и структура земной коры, и в определенной степени история формирования этой структуры.

Тектонические деформации и проявления магматизма, свойственные любой территории, определяются глобальными перемещениями плит, но множество местных особенностей, таких как тип и возраст земной коры, наличие или отсутствие предшествующих подвижных зон, а значит относительная стабильность или мобильность данного региона — все это накладывает отпечаток на конкретные проявления взаимодействия плит и часто создает специфические неповторимые в других местах геодинамические обстановки, господствующие в пределах того или иного участка земной коры. Для геолога, проводящего исследования какого-либо района, наибольший интерес представляет именно региональная геодинамика, поскольку с ней связано образование того часто сложного ансамбля тектонических структур и магматических проявлений, которые он изучает. В задачу региональной геодинамики входит также выяснение эволюции геодинамических условий, свойственных какому-либо региону во времени, т.е. проведение геодинамических реконструкций и увязка этой эволюции с общим движением и взаимодействием литосферных плит.

Таким образом, теоретической основой геодинамических реконструкций является теория тектоники литосферных плит. Цель геодинамического анализа — это составление геологически увязанной геодинамической модели, определяющей тектоническое положение исследуемого региона в общей структуре земной коры и его минерагенические особенности.

Геодинамический анализ включает: оценку геодинамических обстановок формирования геологических тел, ретроспективные реконструкции формирования структуры, разработку геодинамических моделей формирования и локализации месторождений полезных ископаемых.

Как и всякая другая наука, геодинамика пользуется своим набором терминов и понятий. Одним из главных понятий является геодинамическая обстановка — это совокупность глубинных и поверхностных геологических процессов (магматических, седиментологических, структурообразующих и др., обусловленных латеральными и вертикальными движениями литосферных плит, микроплит, блоков, потоков вещества и энергии).

Важным понятием является структурно-вещественный комплекс (СВК) — это комплекс минеральных и породных ассоциаций (формаций), крупное геологическое тело региональной протяженности, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик. Под структурными характеристиками здесь понимается дислоцированность слоев, под вещественными — состав пород, особенности строения разрезов (способ чередования, количественные соотношения компонентов) и отчасти геометрические особенности тела — форма, размеры и т. п. Террейны могут подразделяться на субтеррейны (англ. *subterrane*), которые определяются как ограниченные разломами части террейнов со сходной, но не идентичной геологической историей.

Осадочно-метаморфические СВК, как правило, разделяются разломами надвиговой кинематики, вдоль которых развиты микститовые образования (олистостромовые, аккреционные толщи и меланжи). Фрагменты некоторых СВК на разных возвышенностях имеют собственное местное название и выделяются в качестве подкомплексов (СВПК). Группы СВК, сформированные в схожих геотектонических позициях и находящиеся в разных складчато-надвиговых поясах, объединены в «геодинамические комплексы» (ГК): Срединно-Тянь-Шаньский ГК, Южно-Тянь-Шаньский ГК и т. д.

Аккреция — тектоническое приращение СВК или террейнов к кратону (континенту). Геологические образования, сформированные до аккреции, определяются как доаккреционные (англ. *preaccretion assemblages*), а сформированные после аккреции — как постаккреционные (англ. *postaccretion assemblages*). Аккреция террейнов может происходить благодаря субдукции, например, при столкновении островной дуги с активной или пассивной континентальной окраиной, либо обдукции океанической коры на окраину континента, либо крупномасштабным сдвиговым перемещениям параллельно окраине континента.

Амальгамация — тектоническое объединение двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу до их приращения к кратону. В результате амальгамации возникает супертеррейн (англ. *superterrane*) или составной террейн (англ. *composite terrane*). Супертеррейн включает террейны различной природы, в то время как составные террейны образованы относительно однородными террейнами, например, двумя или более островодужными террейнами. Тер-

мин коллизия (англ. collision) используется обычно как столкновение континентов и островных дуг, микроконтинентов и других взаимодействующих структур.

Дисперсия – тектоническое разрушение, расчленение на фрагменты ранее аккрецированных или амальгамированных террейнов. Может происходить путем трансляций, перемещений фрагментов террейнов по крупным сдвигам, или путем террейнов по крупным сдвигам, или путем рифтогенеза – «расползания» фрагментов террейнов друг от друга, или расчленением террейна глубинными надвигами, вдоль которых выводятся на поверхность нижние горизонты коры или даже верхней мантии.

Перекрывающие и «сшивающие» образования формируются после аккреции и позволяют определить верхний предел возраста этих процессов. К перекрывающим образованиям относят осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы, которые накапливались после аккреции и которые стратиграфически перекрывают два или более смежных террейна. «Сшивающие» образования представлены поясами плутонов или роями даек и метаморфическими поясами различной геодинамической природы. Эти образования могут быть связаны с аккрецией или амальгамацией террейнов, с процессами рифтогенеза, субдукции и др. Плутонические породы могут быть генетически связаны с вулканическими образованиями, перекрывающими террейны. Перекрывающие и «сшивающие» образования, как и террейны, классифицируются на основе принципа актуализма.

Кратон – сформированный в докембрии крупный (несколько миллионов км²) жесткий участок земной коры континентов (например, Северо-Азиатский или Сино-Корейский кратоны). Первоначально этот термин считался синонимом термина древняя платформа. В настоящее время в кратон включают складчато-надвиговые пояса, сформированные вдоль его опущенных окраин и представляющие в палеотектоническом отношении ископаемые аналоги современных пассивных окраин.

Орогенный пояс – совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или к островам, отделенным от континента окраинными морями, или при столкновении (коллизии) континентальных блоков (Парфенов и др., 2004). Характерной особенностью орогенных поясов является то, что аккреция и коллизия при их формировании нередко происходили в короткие отрезки геологического времени. Показателем завершения формирования орогенного пояса являются обычно массовые внедрения гранитоидов, собственно горообразование и интенсивный размыв новообразованных горных сооружений.

Выделяются коллизионные и аккреционные орогенные пояса. На восточном краю Северо-Азиатского кратона выделяются мезозойские коллизионные, а вдоль обрамления Тихого океана – мезозой-кайнозойские аккреционные орогенные пояса (Оксман, Соколов, 2003).

В результате геодинамических исследований составляется геодинамическая карта – картографическое изображение геологического строения участка земной коры, отражающее распределения по площади, условия залегания и соотношения структурно-вещественных комплексов и более мелких геологических тел, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Важным элементом геодинамических исследований являются геодинамические модели – пространственно-временные теоретические реконструкции, характеризующие: причинно-следственные связи динамических и кинематических параметров движений и взаимодействий литосферных плит, мощностей, блоков; особен-

ности пространственного распределения и параметры геологических процессов (тектонических, магматических, осадочных, метаморфических и т. п.), равно как и особенности формирующихся в результате этих процессов геологических структур (структурных ансамблей), СВК (деформированных минеральных и породных ассоциаций) и структурно-метаморфических преобразований; глубинность моделей не ограничена и меняется в зависимости от масштаба исследований. Эти модели опираются на аналогии прошлых и современных геодинамических обстановок, и связанных с ними геологических процессов. Модели представляются в виде графических материалов – карт, схем, включая палинспастические, разрезов различной степени глубинности.

Основные этапы тектономагматического цикла

Появление концепции тектоники литосферных плит принесло новую мобилистскую трактовку орогенического цикла эволюции складчатого пояса – от возникновения океана до его закрытия. Такие циклы получили названия циклов Уилсона. Продолжительность одного из них (от Пангеи до Пангеи) составляет 600-700 млн. лет и включает следующие 6 стадий (рис. 1).

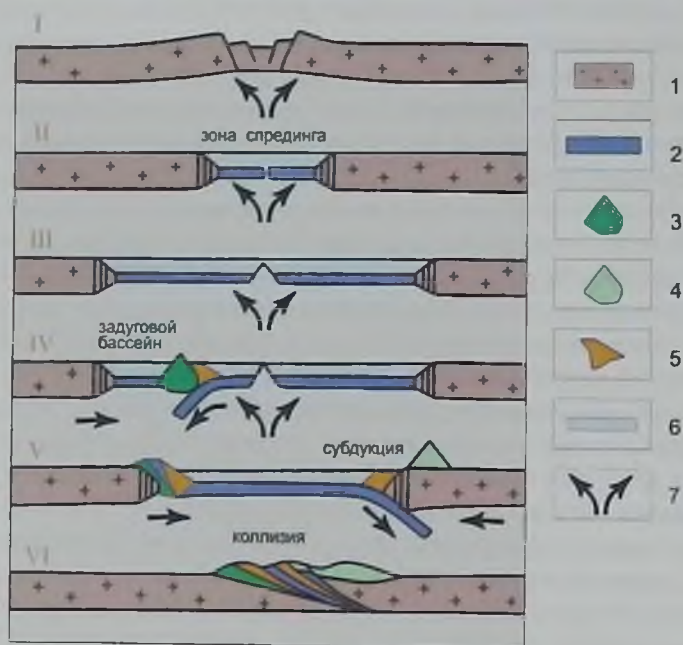


Рис. 1. Стадии циклического развития земной коры, по Т.Уилсону (1968), с добавлениями авторов. I – континентальный рифтогенез – континентальная кора раскалывается над мантийной струей (современный пример – Восточно-Африканская рифовая система); II – ранняя стадия – два континента уже разделены морем (Красное море, Аденский залив); III – зрелая стадия – дальнейшее раздвижение и образование океана (Атлантический океан); IV – стадия угасания – начало сокращения океана (Западная часть Тихого океана); V – заключительная стадия – сближение континентов и образование горных цепей (Средиземное море); VI – реликтовая – соединение континентов, образование реликтового рубца (линия Инда в Гималаях). 1 – континентальная кора; 2 – кора океанического типа; островная дуга; 3 – энсиматическая, 4 – энсиалическая; 5 – аккреционная призма; 6 – водный слой океана; 7 – направление конвективных течений в мантии.

Орогенические пояса, как и фундамент континентов в целом, представляют сложно построенный агломерат переработанных аккреционных комплексов, скупившихся над зонами субдукции геологического прошлого, прорванных вулканоплутоническими формациями. Фундамент состоит из разновозрастных складчатых поясов, чаще всего представляющих полосы новообразованной континентальной коры. В пределах складчатых поясов выявляются пакеты аллохтонов, сложенных формациями преимущественно океанического происхождения, формациями островных дуг и их шельфов (ранее эти участки складчатых поясов выделяли как звгеосинклинальные зоны), а также пакеты аллохтонов, сложенные в основном шельфовыми формациями континентов (ранее эти участки называли миогеосинклинальными зонами). Участки континентальной коры, прилегающие к зоне субдукции, образуют области вулканоплутонической активизации.

Таким образом, понимание орогенического тектономагматического цикла в новом мобилистском варианте наполнилось актуалистическим содержанием. Появилась возможность сопоставить последовательные стадии цикла с различными геодинамическими обстановками, которые могут быть прослежены в настоящее время в разных участках земных материков и океанов, островных дуг и глубоководных желобов. В этом большом цикле выделяется несколько стадий (см. рис. 1).

Предрифтовый этап (эмбриональный) включает общее воздымание и растяжение участков континентальной коры, формирование восходящих струй масштабной конвекции и систем «горячих точек» и щелочного базальтового вулканизма. Происходит надкол срединных частей литосферных мегаплит и внедрение по трещинам астеносферного мантийного вещества, зафиксированное кольцевыми интрузиями щелочных гранитов и сиенитов, ультрабазито-щелочных интрузий с карбонатитами, эксплозивных кимберлитовых трубок. Примеры — Кольский полуостров, Южная Африка.

Рифтовая стадия — происходит раскол мегаплит и начало отодвигания новообразованных плит; заложение авлакогенов в недоразвившихся ветвях рифтов. Эти процессы сопровождаются вначале бимодальным, а затем трапповым вулканизмом, внедрением расслоенных ультрабазитовых интрузий, образованием «грабеновых» фаций. С формациями этой стадии часто связаны месторождения медистых сланцев, углей и эвапоритов. Примеры — Верхнерейнский грабен, Африкано-Аравийская система рифтов, Байкальский рифт.

Стадия межматерикового рифта — начальная стадия раздвижения плит, с образованием межматериковых рифтовых морей; начало образования авлакогенов. Фактически, это начало образования океанической коры в рифтовой зоне, в авлакогенах происходят экструзии основной магмы. Пример — Красное море.

Стадия молодого океана — продолжение раздвижения литосферных плит и начало раскрытия океана, образование срединно-океанических хребтов (СОХ); прогибание тыльных частей отодвигающихся плит, образование пассивных окраин континентов; формирование авлакогенов; преобладание вертикальных тектонических движений. В это время происходит формирование океанической коры в СОХ, формаций офиолитового комплекса: ультрабазитовой и габбро, толеитовых базальтов; образование колчеданных залежей на склонах хребтов; накопление терригенно-карбонатных толщ на пассивных окраинах континентов и в авлакогенах; угленосных (параличских) и нефтематеринских толщ. Срединно-океанические хребты молодых океанов обычно хорошо выражены в рельефе, так как скорость спрединга в них меньше, чем в зрелых океанах. В краевых частях молодых океанов накапливаются значительные

по мощности толщи терригенных и биогенных осадков. В основном осадконакопление в океанах обусловлено терригенной седиментацией. Пример — Атлантический океан, продолжительность раскрытия которого 150-200 млн. лет.

Стадия отторжения микроконтинентов — на определенной стадии раскрытия молодых океанов в их периферических частях на границе с континентами происходит деструкция плит и заложение зон поглощения океанической коры — субдукционных зон. С момента их формирования начинается сокращение океанического бассейна.

По мере старения и охлаждения океаническая кора, сформированная в срединно-океанических хребтах, начинает раскалываться и обламываться, в первую очередь, на западных окраинах океанов и погружаться (вначале круто) в астеносферу. В результате разогрева и диапиризма астеносферного вещества в зоне субдукции происходит формирование вторичных рифтогенных раздвиговых структур в краевых частях континентов над субдукционными зонами. Это приводит к отторжению микроконтинентов и образованию спрединговых окраинных морей типа Японско-Охотского и также энсиматических островных дуг. Спрединговые окраинные моря развиваются в течение нескольких десятков миллионов лет.

Таким образом, в стадию отторжения микроконтинентов происходит развитие спрединговых окраинных морей и отторжение микроконтинентов; заложение новых зон субдукции и образование энсиматических островных дуг и активных окраин континентов кордильерского типа (глубоководные желоба, аккреционные призмы, магматические дуги, задуговые надвиговые и магматические пояса, тыльно-дуговые бассейны). На дне спрединговых окраинных морей происходит формирование океанической коры (офиолитового комплекса); продолжение накопления терригенно-карбонатных и терригенных толщ на пассивных окраинах континентов; известково-щелочной магматизм в островных дугах, на склоне микроконтинентов и на активных окраинах континентов кордильерского типа. Пример — Японское, Охотское моря.

Стадия зрелого океана — происходит закрытие спрединговых окраинных морей. Островные дуги, пройдя свой цикл развития, сталкиваются с континентами и прилегают к нему, формируется континентальная кора и увеличиваются по площади континенты. Закрытие спрединговых окраинных морей сопровождается обдукцией крупных офиолитовых пластин на континент, развитием активных окраин континентов андийского типа, с субдукционным известково-щелочным магматизмом и становлением гранитоидных батолитов в континентальной коре. Пример — Юго-Восточная Азия.

Стадия закрытия океана — активная субдукция океанической литосферы на следующем этапе орогенического цикла приводит к замыканию океанического бассейна, продолжению столкновения (коллизии) мезоплит с мегаплитами, образованию шовных зон островная дуга-континент, формируются коллизионные надвиги и шарьяжи. Тектоническое столкновение островодужных и офиолитовых комплексов сопровождается метаморфизмом терригенно-черносланцевых формаций, образованием коллизионных гранитоидных батолитов под островными дугами и риолито-дацитовых вулканитов на активных окраинах континентов андийского типа.

Стадия столкновения континентов — это конечная стадия развития океана — его закрытие, образование орогена столкновения континент — континент. В эту стадию сходящиеся своими выступами мегаплиты достигают друг друга, сталкиваются и иногда наблюдаются даже поддвигание и сдвигание континентальной коры (например, поддвигание Индо-Австралийской плиты под Гималаи и Тибет). Выделяются два типа орогенов столкновения: гималайский — пассивная окраина поддвигается под активную

(в «нахлест») и кавказский — две мегаплиты активными окраинами наползают («задавливают») на третью плиту с океанической корой. Происходят завершающие деформации складчатого пояса; надвиги и складки в шовной зоне, деформация ранних покровов; надвиги и асимметричная принадвиговая складчатость в тыловых предгорных прогибах; сдвиговые движения по трансформным разломам второго и третьего рода. В замыкающихся морских бассейнах — формирование эвапоритовых толщ, коллизионный магматизм на пододвигаемой пассивной окраине, дифференцированные гранитные интрузии и гидротермальные источники в надвигаемой плите, эрозия формирующихся горных сооружений и образование терригенных толщ (верхняя моласса).

Судя по времени закрытия Палеоазиатского океана и образованию Урало-Монгольского складчатого пояса, конечные стадии орогенического цикла имеют продолжительность порядка 150-300 млн. лет. Пример — Гималаи, Кавказ.

Стадия молодой платформы — завершение тектонических деформаций, стабилизация, интенсивная эрозия и заполнение осадками остаточных прогибов. Аллювиальные и озерные отложения, иногда лимнические угленосные толщи; формирование и переотложение кор выветривания.

Начало нового цикла (см. предрифтовую и рифтовую стадии).

Орогенический цикл может продолжаться 300-400 млн. лет, однако главный океан — Тихий, учитывая возраст процессов рифтогенеза на окраине Канадского щита, существует уже по крайней мере 800 млн. лет.

Типовые геодинамические обстановки

Структурно-вещественный комплекс — это геологическое тело региональной протяженности, которое характеризуется собственными стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими тектоническую историю, отличающую его от соседних геологических тел. Эти тела могут быть ограничены разломами, как правило, шарьяжно-надвиговой кинематики, либо иметь стратиграфические границы с нижележащими образованиями (пример — карбонатный комплекс девона-карбона, трансгрессивно перекрывающий каледонский структурный этаж в Кызылкумо-Нуратинском регионе).

Первой составной частью геодинамического анализа является определение геодинамических условий формирования СВК, развитых на исследуемой территории, по геологическим и геохимическим, а для современных обстановок, и по геофизическим критериям. Основу этих критериев составляет принцип актуалистического метода аналогии с современными обстановками.

Ниже приведены наиболее общие характеристики СВК и металлогенические особенности типовых геодинамических обстановок.

Океанические рифты. Строение разреза океанической литосферы (сверху вниз): 1) осадочный слой мощностью 0-1 км; 2) лавовая толща мощностью порядка 2 км, представленная в нижней части комплексом параллельных (пластинчатых) даек; 3) массивные и расчлененные породы кумулятивного комплекса общей мощностью 5-7 км. У подошвы кумулятивного комплекса располагается граница Мохоровичича, ограничивающая разрез океанической коры. Ниже следуют мантийные реститовые (истощенные) перидотиты, называемые также метаморфическими или тектонизированными. Они отсутствуют непосредственно в зоне океанического рифта и достигают мощности 70-100 км в краевых, наиболее древних зонах океанической литосферы.

Тип пород. Осадочная толща: глубоководные кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, известково-туффитовые, вулканогенные и глинистые; лавовая толща – толеитовые базальты океанического типа (MORB в зарубежных публикациях); породы кумулятивного комплекса: габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты, верлиты, дуниты; мантийные перидотиты-гарцбургиты, дуниты, реже, перцолиты, в которых кристаллы оливина характеризуются признаками деформаций в твердо-пластичном состоянии, в условиях мантийных значений P, T .

Структурные и текстурные признаки. Пакеты тектонических покровов в структурах геологического прошлого, горсты, грабены, ограниченные листрическими взбросами в современных океанах; широкое развитие ровной тонкой слоистости, реже, турбититовые текстуры в осадочных толщах; шаровая и канатная текстуры в лавовых толщах (пиллоу-лавы); полудайковые тела с односторонними зонами закалки – параллельные (пластинчатые дайки) в дайковом комплексе.

Металлогения. Железо-марганцевые конкреции и корки; железо-марганцевые осадки; массивные и штокверковые сульфидные медные с золотом и медно-цинковые руды кипрского типа в осадочной и лавовой толщах; вкрапленные и сплошные хромитовые руды в основании кумулятивного комплекса и в серпентинитах; асбестовые месторождения в измененных перидотитах; никелевые месторождения в корях выветривания по перидотитам.

Благодаря выносу гидротермальными растворами из базальтов и андезибазальтоидных туфов, наряду с Fe в сульфидной форме в осадки переходят Mn, V, Cr, Cu, Zn, Cd, Pb, Ni, Co, Se, Te, Au, Ag в результате реакции их хлоридов с сероводородом, генерируемым сульфатредуцирующими бактериями в обогащенных органикой осадках застойных зон морского дна. Разгрузка субмаринных рудообразующих систем происходит на некотором удалении от рифтового пояса на границах разных сред. В океанах перечень полезных ископаемых сводится к железо-марганцевым конкрециям, кобальт-марганцевым коркам, глубоководным полиметаллическим сульфидам (Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Fe, Cd). Эмпирическим фактом является локализация значительных скоплений массивных сульфидов, обогащенных этими элементами в низкоскоростных ветвях СОХ. К примеру, в интервале 0–40° с.ш. Индо-Атлантической ветви выделены более 15 рудных объектов (рис. 2).



Рис. 2. Металлогенические особенности основных геодинамических режимов (спрединг, субдукционная аккреция и надсубдукционный магматизм).

Субдукционные островодужные системы. Строение земной коры. Сложное, характеризуется наличием относительно круто погружающейся под островную дугу зоны субдукции и полярной зональностью строения. Латеральная зональность литосферы включает следующие зоны (от фронта к тылу): глубоководный желоб, невулканическую дугу (аккреционную призму), преддуговой (междуговой) прогиб, фронтальную, осевую и тыловую зоны вулканической дуги, задуговый глубоководный бассейн, континентальный склон и шельф окраинного моря.

Глубоководный желоб и невулканическая дуга. Строение разрезов. Осадочные толщи мощностью до 4 км, перекрывающие фундамент, образованный породами океанической коры.

Типы пород. Вулканогенно-терригенные алевриты, песчаники, гравелиты; кремнисто-глинистые, туффито-глинистые породы; эдафогенные брекчии. В структурах аккреционных призм перечисленные породы чередуются с глыбовыми микститами: гравитационными олистостромами; меланжем и грязевулканическими брекчиями. В обломках часто встречаются отторженцы океанической коры: ультрабазиты, базальты и метаморфиты.

Структурные и текстурные признаки. Оползневые и турбидитовые (флишевые), а также тонкослоистые текстуры. Покровно-чешуйчатые и горсто-грабенные структуры. В аккреционных призмах верхние чешуи более древние, нижние — более молодые. Метаморфические породы высокого давления и низких температур — глаукофановые сланцы, зеленые сланцы.

Металлогения. Месторождения нефти и газа в слабо литифицированных толщах, сурьмы и ртути джаспероидного и листовитового типов.

Субдукционные системы активных континентальных окраин.

Строение земной коры. Характеризуется наличием относительно полого погружающейся под континент зоны субдукции и полярной зональностью строения, подобной зональности островодужных систем. Латеральная зональность (от фронта к тылу): глубоководный желоб, аккреционная призма (присутствующая не во всех случаях), вулканоплутонический пояс, спорадически присутствующие зоны тыловых рифтов; пояс тыловых надвигов и гранитоидных интрузивов.

Особенности геологических структур и породных ассоциаций глубоководного желоба и аккреционной призмы активных континентальных окраин по всем основным параметрам аналогичны соответствующим признакам островодужных систем. Остальные зоны характеризуются определенным своеобразием, позволяющим отличать их при выполнении палеогеодинамических реконструкций от однотипных образований островных дуг.

Режим субдукционной аккреции. В процессе субдукции край надвигающейся литосферной плиты всегда служит жестким упором, который задерживает и снимает нелитифицированные осадки с пододвигающейся океанской литосферы. Слои сминаются в складки, смещаются пологими разрывами, наклоненными в направлении субдукции. Образуется и все увеличивается в размерах аккреционная призма, имеющая сложную изоклиально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращающая континентальную, окраину или островную дугу. На поверхности задерживается только часть осадочного материала, остальная субдуцирует. Во многих случаях все неконсолидированные осадки вовлекаются в субдукцию и аккреция не происходит.

При формировании аккреционной призмы происходит последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала, которые подпирают и приподни-

мают более древнюю часть призм. Поэтому вверх по склону желоба и далее наклон слоев и надвиговых поверхностей становится круче, появляются все более древние элементы аккреционной призм. Поднятие аккреционной призм по мере разрастания превращает ее в подводный уступ или невулканическую островную дугу, отделяющие преддуговой прогиб от глубоководного желоба. Изоклинально-чешуйчатая структура аккреционного комплекса нередко осложняется меланжированием.

Субдукционная аккреция происходит как за счет чехла океанской коры (главным образом пелагических и гемипелагических осадков), так и за счет отложений глубоководного желоба (главным образом, турбидитов). При чешуйчатом строении призм те и другие отложения могут чередоваться. Поскольку турбидиты формируются и вовлекаются в аккрецию вскоре после своего накопления, по ним наиболее надежно определяется и время образования аккреционной призм или отдельных ее частей. В этой призме пелагические отложения могут быть намного древнее, соответственно возрасту субдуцирующей океанской коры и полноте захвата аккрецией ее осадочного чехла — от современных осадков наверху до самых древних слоев в основании.

В некоторых аккреционных призмах среди осадочного материала зажаты тектонические линзы офиолитов, представляющие фрагменты субдуцирующей океанской литосферы, в т. ч. габбро и перидотиты. В виде включений встречаются также массивы вулканических пород с рифогенными известняками, они интерпретируются как гайоты, срезанные при субдукции с океанского фундамента.

Стратиграфический уровень, на котором происходит расщепление осадочного чехла, контролируется не тектоникой, а литологией пород, положением наиболее благоприятного высокопористого горизонта.

Режим тектонической эрозии. Уже в 60-х годах XX в. Дж. Гиллули и Г. Иллиес высказали мысль, что одной из причин мощного андезитового вулканизма и плутонизма на тихоокеанских окраинах Америки являются захват материала сиалической коры в ходе субдукции и его тектоническое перемещение на глубину в область магмообразования. Возможность такого разрушения всякого крыла зоны субдукции находила все новые подтверждения в работах 70-х годов; этот тектонический процесс именовался «абразия» (Дж. Канн), «эрозия» (Г. Плафкер, Д. Кариг), «коррозия» (М. Г. Ломизе). В дальнейшем его все чаще называют «тектоническая эрозия» или «субдукционная эрозия».

В отличие от субдукционной аккреции, о которой свидетельствует образование аккреционного комплекса, субдукционная эрозия оставляет сравнительно мало надежных признаков. В дополнение к наблюдениям на действующих конвергентных границах важны историко-геологические данные, а также некоторые геохимические особенности вулканитов.

Наблюдаемые в вулканитах субдукционного пояса направленные изменения химического состава во времени (в частности, нарастание $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаний K_2O) отражают вовлечение в магмогенез сиалических продуктов тектонической эрозии, и резкий скачок соответствующих химических показателей в позднем миоцене (с началом новейшего вулканического этапа) может указывать на значительное усиление эрозии. Вероятным следствием субдукции продуктов тектонической эрозии считают наращивание мощности континентальной коры под орогеном Центральных Анд до наблюдаемых в настоящее время высоких значений.

Вулканоплутонический пояс. Строение разрезов земной коры. В верхней части развиты осадочно-вулканогенные, мощностью в несколько километров толщи,

преимущественно субаэрального типа. Осадочно-вулканические толщи прорваны комагматическими интрузивами — плутонами. Фундамент вулканоплутонических поясов сложен СВК консолидированной континентальной коры предшествующих этапов развития. Обычно это коллаж террейнов: фрагментов докембрийской кристаллической коры, островодужных и океанических комплексов, океанских островов, пассивных континентальных окраин, консолидированных коллизийными процессами.

Существует два типа вулканоплутонических поясов: 1) андийский — примерно равные объемы вулканических и плутонических образований; 2) кордильерский — явно преобладают плутонические образования. Выделяется и третий тип — калифорнийский, в котором наряду с вулканоплутоническими образованиями развиты и осадочные толщи, приуроченные к грабеновым структурам. Вероятнее всего, это не самостоятельный тип, а зона тыловых рифтов стандартного вулканоплутонического пояса андийского типа.

Типы пород. Базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, дациты, риолиты, известково-щелочного типа, при существенном преобладании пород среднего и кислого составов, представленные лавами, туфами и отложениями пирокластических потоков (игнимбритами и сваренными туфами); те же породы трахитового, трахилипаритового и риолитового составов, преобладающие в удаленных от фронта областях активной континентальной окраины. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы обычно с обильными накоплениями углефицированных растительных остатков.

Состав интрузивных пород, относящихся преимущественно к известково-щелочной серии, варьирует от диоритов и габбро-диоритов до лейкократовых двуслюдяных гранитов. Во фронтальной и осевой части вулканоплутонического пояса преобладают гранитоиды I-типа (гранодиориты, монзониты). В тыловой части пояса — гранитоиды S-типа (кварцевые монзониты, гранодиориты, двуслюдяные граниты).

Структурные и текстурные признаки. Вулканические постройки щитовых и стратовулканов, дайки и субвулканические тела; батолиты; кальдерные и вулканотектонические депрессии, выполненные отложениями пирокластических потоков; межгорные прогибы, заполненные вулканогенно-осадочными толщами.

Металлогения. Во фронтальной и осевой частях вулканоплутонических поясов с гранитоидами I-типа связаны медно-порфировые и медно-молибден-порфировые; скарновые с железом, медью и вольфрамом; жильные медные, золото-серебряные с цинком и свинцом месторождения. В эффузивных толщах — эпитермальные, золото-серебряные и ртутные месторождения, редко — магнетит, гематит, апатитовые месторождения.

В тыловых зонах вулканоплутонических поясов с гранитоидами S-типа связаны оловянно-вольфрамовые, скарновые полиметаллические с серебром и медью; порфировые, медно-молибденовые месторождения.

Горячие точки. Строение земной коры. С горячими точками связаны специфические магматические ареалы. Их формирование на континентах практически не изменяет строения тех участков земной коры, на которые они наложены. В океанах с ними связаны самостоятельные островные сооружения и асейсмические хребты с несколько утолщенной корой.

Типы пород. Исключительно магматические породы: интрузии и лавы щелочного, ультраосновного щелочного, субщелочного и толеитового состава (кимберлиты, карбонатиты, нефелиниты, гавайиты, муджиериты, трахиты, базальты, риолиты).

Структурные признаки. На континентах – весьма пологие сводово-купольные поднятия (диаметром до 100 км, амплитудой 50-200 м), осложненные густой сетью очень небольших (шириной в 2-3 км и амплитудой в десятки метров) грабенообразных прогибов: структурно связанные с ними интрузивные тела представлены интрузивными комплексами центрального типа, штоками, дайками, трубками взрыва. В океанах – группы сближенных вулканических островов, асейсмичные хребты (рис. 3).

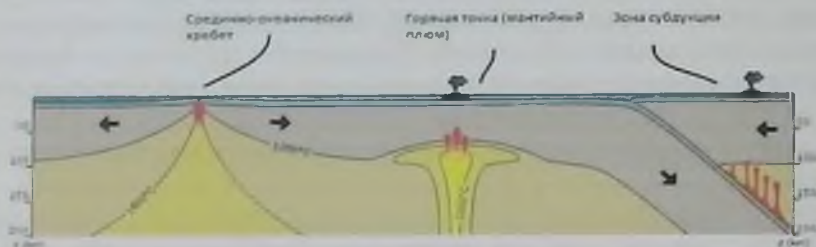


Рис. 3. Формирование вулканов в океане над зоной спрединга, в горячей точке и над зоной субдукции.

Металлогения. Алмазонасные кимберлиты и лампроиты, щелочно-ультраосновные с карбонатитами комплексы центрального типа, с которыми связаны месторождения апатита, железа, меди, редких металлов

Зоны тыловых рифтов

Строение разрезов. В грабенах развиты мощные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (от первых километров до 10 км).

Типы пород. Континентальные молассовые толщи, часто угленосные. Покровы риолитов, онгориолитов, трахитов, трахибазальтов и др. пород субщелочного и щелочного состава, лейкократовые граниты.

Структурные признаки. Система чередования горстов и грабенов, часто односторонних, осложненных надвигами.

Металлогения. Месторождения молибдена, олова, ртути, бериллия, урана, флюорита, РЗЭ. Жильные месторождения со свинцом, цинком, золотом, серебром. Месторождения каменного и бурого угля.

Континентальные рифты

Строение разрезов земной коры. Характеризуются резко сокращенными мощностями земной коры, в крайних пределах до полного выклинивания континентальной коры в зонах перехода континентальных рифтов в океанические (например, в грабене Афар Восточно-Африканской рифтовой системы). Континентальные рифты характеризуются симметричным строением: осевой грабен (рифтовая долина) имеет ширину 40-50 км и длину – десятки и сотни километров; плечи рифтов (фрагменты сводового поднятия) характеризуются шириной в сотни и длиной в тысячи километров. Плечи рифтов представляют систему наклонных от рифтовой долины ступенчатых горстов.

Типы пород. В пределах рифтовой долины развиты специфические осадочные и вулканоплутонические комплексы мощностью до 7-10 км. На плечах рифтов — поля лавовых покровов (реже, отдельные плутоны, дайковые пояса). Осадочные толщи обычно континентального, реже, морского происхождения: аллювиальные, озерно-болотные, лагунно-морские. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевритами, глинистыми толщами, эвапоритовыми образованиями. Обычны обвальное-оползневые микститы. Магматические образования представлены широким спектром пород основного, ультраосновного-щелочного, щелочного и в меньшей степени — кислого состава: пикриты, толеитовые и субщелочные базальты, трахиты, базаниты, нефелиниты и их интрузивные аналоги; щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами, плюмазитовые и субщелочные граниты.

Структурные и текстурные признаки. Молассовидный облик осадочных пород: грубая слоистость, косая слоистость, резкая фациальная изменчивость составов и мощностей. Типичными структурами являются горсты и грабены, ограниченные литрическими сбросами (сбросами с выполаживающимися на глубине плоскостями).

Металлогения. Сульфидные медно-никелевые, платиновые и бедные хромитовые месторождения в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузиях; флюоритовые месторождения; редкометалльные месторождения тантала; ниобия, редких земель, апатита, связанные с ультраосновными — щелочными интрузиями, карбонатитами, щелочными интрузиями; порфировые месторождения молибдена, олововольфрамовые и редкометалльные месторождения, связанные с плюмазитовыми гранитами и субщелочными гранитами.

Пострифтовые внутриконтинентальные впадины

Строение земной коры. Осадочный чехол мощностью 4-5 км в прогибах (иногда до 15-20 км) и 0-2 км на поднятиях гранит-метаморфического фундамента, состоящего из сильно преобразованных СВК предшествующих этапов развития.

Типы пород. Осадочные континентальные, прибрежно-морские и мелководные морские осадочные толщи: песчаники, алевриты, глины, карбонатные и, реже, эвапоритовые, угленосные толщи, автохтонные и переотложенные коры выветривания. Магматические образования отсутствуют.

Структурные и текстурные признаки. Ровно-слоистые толщи. Пологие прогибы (синеклизы) и поднятия (антеклизы), изредка осложненные малоамплитудными разрывами, флексурами, валами.

Металлогения. Месторождения нефти и газа, горючих сланцев, каменных и бурых углей, бокситов, кварцевых песков, желваковых фосфоритов, марганца, осадочных железных руд.

Фронтальная зона вулканической дуги

Строение разрезов. Чередующиеся между собой вулканогенно-осадочные и осадочные толщи мощностью до 12 км.

Типы пород. Вулканогенно-терригенные и вулканогенно-кластические алевриты, песчаники, гравелиты; известково-туффитовые алевриты и песчаники; рифогенные известняки. Лавовые толщи базальтов, андезибазальтов, андезитов и риолитов толеитового и, реже, известково-щелочного типа. Характерны, но встречаются редко марианиты, бониниты, мелкие тела плагиогранитов, тоналитов, габбро.

Структурные и текстурные признаки. Обвальнo-оползневые, косо- и ровнo-лоистые текстуры в осадочных толщах. Шаровая текстура в субаквальных лавовых потоках; столбчатая отдельность в наземных потоках. Горсты и грабены, вулканические постройки.

Металлогения. Вулканогенно-осадочные стратиформные и гидротермальные (штокверково-жильные) сульфидные медно-цинковые руды уральского типа. Железородные месторождения осадочного (вулканогенно-осадочного) и скарнового типов. Гидротермальные месторождения золота.

Осевая зона вулканической дуги

Строение разрезов. Характерно сложное строение разрезов и резкая фациальная изменчивость, определяющиеся переслаиванием вулканических продуктов пестрого состава различных вулканических аппаратов между собой и с вулканогенно-осадочными породами межгорных депрессий при накоплении материала как в субаэральной, так и в субаквальной обстановках.

Типы пород. Андезиты, риолиты и базальты обычно известково-щелочного типа и комагматичные тела диоритов, гранитов и габбро.

Структурные и текстурные признаки. Столбчатая отдельность в наземных эффузивах; подушечные текстуры субаквальных эффузивов. Крупные вулканоплутонические постройки, осложненные горстами и грабенами.

Металлогения. Медные и медно-молибденовые порфировые, часто с золотом месторождения в плутонах кислого, реже, среднего и основного состава. Месторождения олова, вольфрама и молибдена, связанные с гранитоидами стандартного типа. Золото-серебряные месторождения эпитеpмального типа.

Тыловая зона вулканической дуги

Строение разрезов. Чередующиеся между собой вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи общей мощностью до 12 км.

Типы пород. Риолиты, дациты, андезибазальты обычно известково-щелочной и щелочной серии и комагматичные им тела кислого, среднего и основного состава.

Структурные и текстурные признаки. Оползневые и обвальнo-оползневые, грубo-лоистые текстуры в осадочных толщах. Столбчатая отдельность в эффузивных толщах. Вулканоплутонические постройки, осложненные горстами и грабенами.

Металлогения. Вулканогенно-осадочные стратиформные и гидротермальные (штокверково-жильные) свинцово-цинковые месторождения типа Куроко; грейзеновые оловянно-вольфрамовые месторождения, связанные с гранитоидами литий-фтористого типа; жильные полиметаллические месторождения; месторождения сурьмы.

Задуговый глубоководный бассейн

Строение разрезов. Осадочные толщи мощностью до 4-5 км. Ниже располагается разрез, сходный с разрезом океанической коры: шаровые лавы, параллельные дайки, кумулятивный комплекс.

Типы пород. Глубоководные глинистые, кремнисто-глинистые, реже, алевролитовые толщи; вулканогенно-осадочные толщи. Базальты, сходные по петрохимическим параметрам с океаническими и островодужными. В краевых частях бассейнов – терригенные осадки, со стороны вулканической дуги – с примесью лав и пирокластики.

Структурные и текстурные признаки. Ровнослоистые, реже, косослоистые текстуры, турбидитовые и обвальное-оползневые текстуры в осадочных толщах. Подушечная и канатная отдельность в лавовых толщах.

Металлогения слабо изучена. Предполагаются месторождения массивных сульфидных руд кипрского типа, вольфрамовые вулканогенно-осадочные месторождения.

Междуговой бассейн

Строение разрезов. Осадочные терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные толщи мощностью до 5-6 км.

Типы пород. Вулканогенно-терригенные алевролиты, песчаники, гравелиты; карбонатные породы; туффито-кремнистые породы; олистостромовые (обвальное-оползневые) толщи с обломками пород вулканической и невулканической дуги.

Структурные и текстурные признаки. Тонко- и грубослоистые оползневые и турбидитные текстуры (флишевые). Для внешней зоны, прилегающей к аккреционному клину, характерно конседиментационное тектоническое расчешивание.

Металлогения. Месторождения нефти и газа.

Пассивные окраины континентов

Строение земной коры. Имеют однонаправленное (от континента к океану) зональное строение: прибрежная равнина, внешний шельф, внутренний шельф, континентальный склон и подножие континента. Прибрежная равнина, внешний и внутренний шельф сложены осадочными толщами мощностью до 5-6 км, которые несогласно налегают на СВК континентальных рифтов предшествующего этапа развития. В пределах континентального склона и подножия континента континентальная кора резко утоняется и переходит в кору океанического типа. На континентальном склоне развиты маломощные осадочные толщи, а у подножия континента их мощность резко увеличена до 10-12 км (зоны лавинной седиментации, по А.П.Лисицину). Магматические образования отсутствуют.

Типы пород. На прибрежно-морской равнине лагунно-континентальные толщи терригенного, реже, карбонатно-терригенного и эвапоритового состава. На внешнем шельфе накапливаются прибрежно-морские и мелководные морские терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные толщи, а также углеродистые толщи. На внутреннем шельфе — относительно глубоководные морские осадочные терригенные и карбонатные толщи. На континентальном склоне и у подножия континента — глубоководные морские осадочные толщи, главным образом терригенные и турбидиты (флишевые толщи).

Структурные и текстурные признаки. В шельфовых толщах хорошо выдержанная мощность слоистых толщ, ровнослоистые, реже, косослоистые текстуры. Для глубоководных турбидитовых толщ подножия континента характерны подводно-оползневые текстуры, тонкая градационная слоистость. Для подводных шельфов характерны пологие поднятия и впадины.

Металлогения. Месторождения нефти и газа, фосфоритов пластового и желвакового типов, стратиформные месторождения полиметаллов.

Континентальный шельф окраинного моря

Строение разрезов. Осадочная толща мощностью до 10-12 км в зонах лавинной седиментации (по А.П.Лисицину).

Типы пород. Преимущественно терригенные, плохо сортированные полимиктовые осадки морского и прибрежно-морского типа, континентальные толщи. Обломочные породы образовались за счет размыва горных пород смежного континента; реже, хемогенные терригенно-карбонатные и карбонатные породы.

Структурные и текстурные признаки. Турбидитовые (флишевые) текстуры в толщах континентального склона и подножия. Косая и ровная слоистость в прибрежно-морских осадках.

Металлогения. Погребенные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи минералов редких металлов и золота; стратиформные месторождения свинца, цинка; нефтяные, газовые и угольные месторождения.

Пояс тыловых надвигов и гранитоидных интрузивов

Структурные признаки. Тыловодужные надвиговые пояса характеризуются широким развитием надвиговых структур с падением плоскостей сместителя навстречу зоне субдукции. Ширина надвиговых зон достигает десятков и сотен километров. Иногда в надвигообразование вовлекается континентальное основание. Взаимосвязано с надвиговыми поясами располагаются дугообразно изогнутые в сторону континента пояса гранитоидных интрузивов.

Типы пород. В надвигообразование вовлекаются осадочные породы платформенного чехла, а также в некоторых случаях и деформированные породы фундамента, включая и древнейшие кристаллические образования. Перед фронтом надвигов накапливаются молассоидные толщи. Гранитоиды анатектического типа представлены преимущественно лейкократовыми разностями S- и A-типа, реже, — щелочными гранитами.

Металлогения. Олово-вольфрамовые месторождения. Жильные полиметаллические месторождения. В поднадвиговых осадочных толщах месторождения нефти и газа, каменного угля.

Коллизионные зоны

В современной трактовке древние орогенные пояса представляют по преимуществу коллизионные зоны геологического прошлого. В пределах молодых орогенных поясов тектонические процессы в обстановке континентальной коллизии продолжают и в настоящее время.

Коллизионные зоны обычно имеют сложное зональное строение и образованы чередованием покровно-складчатых поясов, межгорных и остаточных впадин, вулканических поясов и поясов гранитных батолитов, предгорных впадин и краевых прогибов.

Строение разрезов земной коры. Покровно-складчатые зоны характеризуются повышенной (до 60-80 км) мощностью земной коры, связанной с тектоническим скупиванием по субгоризонтальным и полого-наклонным зонам тектонической расслоенности литосферы разнотипных геодинамических комплексов предшествовавших этапов развития. Для предгорных, межгорных и остаточных впадин характерно развитие мощных (5-10 км) терригенных толщ. Мощность эффузивных толщ в вулканических поясах достигает нескольких километров.

Типы пород. В предгорных и остаточных впадинах, обычно в основании разрезов, развиты нижние молассы, сложенные терригенными лагунно-морскими сероцветными и пестроцветными толщами. В верхних частях разрезов — верхние (кон-

тинентальные) молассовые толщи: конгломераты, песчаники, с небольшой долей алевролитов и глинистых пород. Характерны мощные угленосные и эвапоритовые толщи. В вулканических поясах развиты, как правило, субщелочные породы непрерывного базальт-андезит-диабазитового состава. Эти образования весьма плохо изучены тонкими геохимическими методами. Существующие данные указывают на их сходство с одной стороны, с образованиями континентальных рифтовых зон, а с другой — с магматитами надсубдукционных обстановок.

В поясах гранитных батолитов развиты граниты стандартного и литий-фтористого типов, которые по геохимии сходны с гранитоидами континентальных рифтов и субдукционных зон. Невскрытые или слабо эродированные гранитные пояса маркируются дайковыми роями пестрого (кислого, среднего, основного и щелочного) состава.

Структурные и текстурные признаки. Для осадочных пород предгорных и межгорных впадин характерны массивные и косослоистые текстуры, грубая зернистость и плохая сортировка обломочного материала, резкая фациальная изменчивость. В вулканических поясах — наземные лавовые покровы, иногда со столбчатой отдельностью.

Межгорные впадины обычно представляют рамповые структуры. В их внутренних частях пласты деформированы слабо, а в краевых зонах вблизи плоскостей надвигов развита шовная складчатость. Предгорные впадины и краевые прогибы во внутренних частях, прилегающих к горным сооружениям, имеют покровно-складчатое строение, а во внешних частях, прилегающих к стабильным блокам или к древним платформам, развиты пологие брахиформные структуры. Покровно-складчатые зоны представляют ансамбль складчатых надвиговых, шарьяжных и сдвиговых разрывных структур, а также структур ламинарного течения горных пород: кливажа, метаморфической сланцеватости и будинажа. В вертикальных разрезах коллизионных областей обособляется три тектонофациальных этажа: верхний — эпизона (развитие безкливажных складок изгиба), средний — мезозона (кливажные складки) и нижний — катазона (структуры метаморфической кристаллизационной сланцеватости и течения).

Особенно сложно деформированы породы в пределах шовных зон. Следует различать 2 типа этих зон: региональные шовные зоны и сутуры (глобальные шовные зоны). Региональные шовные зоны — это крупные разрывы, по которым совмещаются тектонические блоки, находившиеся на некотором удалении друг от друга и составлявшие ансамбль структур единой геодинамической обстановки. Сутуры, в свою очередь, представляют мощные зоны тектонических разрывов, преимущественно надвигового типа, по которым осуществляется сочленение континентальных блоков (террейнов), ранее удаленных на значительные расстояния, и формировавшихся в разнородных геодинамических обстановках. Особенно сложные образования, включающие мозаику разнородных континентальных блоков, получили название «коллаж террейнов». Сутурные зоны, как правило, вмещают тектонизированные фрагменты океанической коры (офиолитовые швы).

Металлогения. Краевые прогибы, межгорные и остаточные впадины вмещают многочисленные месторождения нефти и газа, а также каменного угля. Менее широко развиты эвапоритовые и меденосные толщи. К поясам гранитных батолитов приурочены гидротермальные скарновые грейзеновые и пегматитовые олово-вольфрамовые, а также жильные полиметаллические месторождения. С региональными шовными зонами связаны гидротермально-метаморфогенные месторождения золота, сурьмы и ртути. В пределах офиолитовых швов могут сохраняться руды,

свойственные океанической коре: сульфидные медные руды кипрского типа, хромиты, а также вновь сформированные в условиях интенсивного динамометаморфизма месторождения асбеста, нефрита.

Зоны трансформных разломов

Строение земной коры. Трансформные разломы – это разрывные нарушения, вдоль которых происходит горизонтальное скольжение фрагментов океанических плит относительно друг друга. Они характеризуются несколько увеличенной мощностью земной коры. Трансформные разломы оказались не одинаковыми по своей протяженности и значению, разделяясь на несколько порядков – от трансокеанских, магистральных до пересекающих лишь гребневые зоны СОХ. Перемещения по ним сводятся не только к сдвигам, но и к раздвигам или надвигам, т. е. происходит транстенсия или транспрессия.

Зоны трансформных разломов являются амагматичными и в них не происходит образование новой коры.

Транспрессионные разломы

В природе преобладают границы двух типов. *Дивергентные* границы приурочены к осевым зонам СОХ и межконтинентальным рифтам, *конвергентные* – к осевым зонам глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами. Некоторые границы, как видно из той же схемы, являются одновременно конвергентными и трансформными, т.е. сочетают элементы поддвига и сдвига (транспрессионные границы).

В разрывах появляются как сдвиговая, так и сбросовая или взбросовая составляющие и разрывы относятся к *сбросо-сдвигам* и *взбросо-сдвигам*. Очевидно, что сбросо-сдвиги образуются в условиях сочетания сдвига и растяжения, а взбросо-сдвиги – сдвига и сжатия. Первый случай в англоязычной литературе именуется *транстенсией* (transtension), второй – *транспрессией* (transpression). Как то, так и другое – весьма распространенные явления.

Понятие «транспрессия» и симметричное ему понятие «транстенсия» впервые использованы Харландом на примере каледонских сооружений Шпитцбергена для описания деформаций, возникающих при косоугольной конвергенции (дивергенции) плит (Harland, 1971). Сандерсон и Марчини (1984) смоделировали транспрессию как деформацию, включающую сдвиг, сопровождаемый сжатием (сокращением) поперек плоскости разлома и вертикальное удлинение вдоль этой плоскости, т. е. как комбинацию механически чистого и простого сдвига, каждый из которых возникает при некоторых специфических условиях.

Глубинные разломы

Начиная с 30-х годов XX столетия исследователи стали обращать все большее внимание на существование разломов большой протяженности, длительного развития и большой глубины заложения, разделяющих разнородно построенные блоки земной коры. В то время была выявлена зона разрывных нарушений, отделяющая каледониды Северного от каледоно-герцинид Срединного Тянь-Шаня, названная линией Николаева, в честь крупного исследователя Тянь-Шаня В.А.Николаева. Позднее подобные структуры стали выделять на границе Рудного Алтая и Забайкалья, на Среднем Урале, в Копетдаге. В 1938 г. В.И.Попов обратил внимание на

наличие в Тянь-Шане крупных продольных разломов длительного развития, разграничивающих разные фациальные области; он назвал их дискорданогенными.

Становление учения о глубинных разломах и в дальнейшем его быстром развитии началось после публикации статьи А.В.Пейве (1945) «Глубинные разломы в геосинклинальных областях», основанной на материале Тянь-Шаня и Урала, и приобрело особую популярность у металлогенистов (В.И.Смирнов и др.), поскольку создавало определенную основу для понимания закономерностей размещения рудных месторождений. Эту популярность оно сохраняет и в настоящее время. Особенно привлекательна для металлогенистов идея о длительном развитии глубинных разломов и их устойчивом расположении как каналов, связывающих верхние горизонты коры с мантийными глубинами — источниками рудоносных флюидов.

Исходные определения и признаки, по которым устанавливаются глубинные разломы, сформулированы А.В.Пейве — глубинный разлом должен обладать тремя особенностями — планетарной протяженностью, значительной (подразумевается мантийной) глубиной заложения и большой длительностью развития. Позднее была отмечена четвертая особенность глубинного разлома: он разделяет блоки земной коры, отличающиеся по своей структуре, тектоническому режиму и истории развития.

Протяженность устанавливается по данным геологического картирования — сгущению параллельных разломов, повышению интенсивности складчатости, проявлениям основного и ультраосновного магматизма, динамометаморфизма, дешифрированию космических снимков, геофизическим данным, сгущению очагов землетрясений.

Большая глубина заложения наиболее объективно устанавливается по данным глубинного сейсмического зондирования (смещение поверхности Мохо), сейсмологии (очаги землетрясений), а также по присутствию основных и особенно ультраосновных магматитов.

Длительность развития выявляется по резким различиям в фациальном характере и мощностях осадочных и вулканогенных толщ по обе стороны разлома, а также по продолжительности магматической деятельности вдоль линии этого разлома.

Различия в структуре и истории развития разделенных разломом блоков земной коры и литосферы устанавливается как геологическими, так и геофизическими методами.

Приведенные признаки глубинных разломов полностью не подходят ни к одной структуре на территории Узбекистана, которые выделяются как «глубинные разломы» (Южно-Ферганский, Северо-Нуратинский, Кокпатаасский и др.). Эти структуры не имеют планетарного простирания и, по сути, являются *сутурами*, или швами, маркирующими зоны столкновения, коллизии литосферных плит. Это важнейшие элементы строения подвижных поясов. Их наиболее достоверным признаком является распространение офиолитов (т. е. древней коры океанского типа, обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления — низкой температуры (глаукофановые сланцы), который может затем смениться зеленосланцевым.

Древние, в т. ч. погребенные, сутуры образуют ослабленные зоны в литосфере внутренних частей континентов. Вдоль них нередко происходит разрядка внутриплитных напряжений и возникают разного рода дислокации. В общем сутуры — важнейшие элементы строения не только подвижных поясов, как было указано выше, но и континентов в целом, и с их выделения должно начинаться тектоническое районирование при составлении тектонических и геодинамических карт.

К разряду глубинных разломов-раздвигов могут быть отнесены образующиеся континентальные рифтовые системы, учитывая их протяженность, длительность

развития (нередко с большими перерывами) и проявления базальтового и щелочно-базальтового, а иногда и ультраосновного магматизма. В дальнейшем развитии они могут перерождаться в дивергентные границы плит, что мы и видим на примере Восточно-Африканской рифтовой системы. Примером внутриконтинентального рифта на территории Узбекистана может быть Гиссарский палеорифт, переживший раскрытие и затухание в позднем палеозое.

Существенное значение в контроле размещения месторождений полезных ископаемых принадлежит рифтовым структурам. В океанах вдоль них наблюдается интенсивная гидротермальная деятельность с накоплением сульфидов ряда металлов, на континентах с рифтами также бывают связаны месторождения свинца, цинка, а главное, здесь над рифтами развиваются осадочные бассейны, в которых и образуются залежи нефти и газа. В сутурных зонах континентов в связи с присутствием гипербазитов и габбро встречаются месторождения хромитов, платины, асбеста и некоторые другие. В ослабленных зонах над сутурами в фундаменте древних платформ, особенно на их пересечениях, размещаются алмазоносные кимберлитовые трубки и т. д.

Формации – индикаторы геодинамических обстановок

Геодинамические режимы формируют три типа литодинамических комплексов – осадочные и магматические (формационные), а также структурно-тектонические. Современные магматические комплексы Земли приурочены к определенным геодинамическим режимам и четко классифицируются по генезису.

Зная формационные и фациальные особенности образований, свойственных определенным опорным обстановкам, геолог-съемщик при использовании геодинамического анализа в процессе изучения геологических объектов руководствуется обычной схемой исследований: порода – геологическое тело – выявление характерных особенностей данного геологического тела – взаимоотношения с другими телами – выделение закономерных ассоциаций пород – реконструкция условий их формирования.

Любой комплекс горных пород осадочного, магматического, метаморфического или метасоматического происхождения всегда отражает в своем химическом и минералогическом составе, текстурах и структурах пород обширную информацию, которая позволяет, как правило, достаточно точно определить условия формирования пород комплекса и выявить палеогеодинамические обстановки. Особое значение для понимания реальной геологической структуры изучаемой складчатой области имеет исследование *формаций-индикаторов* структурных зон складчатых областей, маркирующих швы на месте замкнувшихся океанов геологического прошлого. Такими формациями-индикаторами являются офиолитовые, метаморфические и олигостромовые комплексы. Огромное значение имеет также детальное изучение главных продуктов субдукционного процесса – плутонических гранитоидных и вулканических эффузивных формаций.

Вещественные комплексы, выделяемые при геологической съемке, различаются информативностью и требуют разного подхода при их изучении. В одних случаях, например, при изучении офиолитовых базальтов, микститов, флиша, требуется большое количество детальных наблюдений в поле, обычно превышающих требования, указанные в современных инструкциях по ГСР, в других – при изучении известково-щелочных серий, наряду с обычным (в соответствии с тре-

бованиями) сбором материала требуется проведение достаточного количества камеральных работ с привлечением формационного анализа и выделением различных формационных рядов.

Магматизм как индикатор геодинамических обстановок

В мобилистской трактовке орогенического цикла Т.Уилсона орогенические пояса, как и фундамент континентов в целом, представляют сложно построенный агломерат переработанных аллохтонных пластин, блоков и чешуй, скучивающихся над зонами субдукции геологического прошлого — прорванных вулканоплутоническими ассоциациями различного состава. Каждому этапу этого цикла соответствуют свои, присущие только ему, магматические формации, каждая из которых имеет свою металлогеническую специализацию.

Согласно «Петрографическому кодексу Республики Узбекистан» (2002), «магматическая формация» или «формационный тип» — это термин, соответствующий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и залегать в различных, зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах. Другими словами, «магматическая формация» или формационный тип — это эталон для определения конкретных ассоциаций (комплексов).

Магматические формации классифицируются на основе различных критериев, главными из которых являются петрографический состав, по которому формация получает свое название (гранитовая, базальт-андезит-риолитовая и др.), и фациальные условия становления, в зависимости от которых выделяются классы формаций (вулканический, плутонический, гипабиссальный); каждый из них характеризуется своими формами проявления и строения ассоциаций магматических пород.

«Магматический комплекс» — это конкретный парагенезис магматических горных пород, обладающих общими особенностями состава, строения, соотношения с вмещающей средой и слагающих геологические тела в пределах определенного геологического пространства. Магматический комплекс является ключевой петрографической единицей, которая выделяется на геологической карте (картируется).

Тела магматических комплексов могут быть сложены одним видом магматической породы, но обычно образованы закономерной ассоциацией горных пород, в которой один, два или три вида являются доминирующими, а другие встречаются как второстепенные и необязательно присутствующие члены ассоциации. По преобладающим видам горных пород магматический комплекс получает свое петрографическое наименование, которое обязательно комбинируется с присвоенным ему географическим названием, так как магматический комплекс локализован в конкретно ограниченном пространстве.

Необходимо помнить, что магматические комплексы имеют свои собственные названия (в зависимости от состава слагающих его пород), в то время как магматические формации (как эталонные подразделения) имеют строго определенные названия, закрепленные в соответствующих руководствах. В настоящее время в республике таким руководством является классификация формаций, приведенная в двухтомнике ВСЕГЕИ «Магматические формации СССР» (1979 г.).

Названия комплексов могут совпадать с названием формации, но могут и не совпадать, поскольку названия комплексов отражают их индивидуальные особен-

ности. В соответствии с условиями образования изверженных пород выделяются plutонические, вулканические и автономные дайковые комплексы. Отличия этих комплексов друг от друга приведены в указанном выше «Петрографическом кодексе Республики Узбекистан».

Наряду с выделением вулканических и plutонических комплексов при региональных геологических исследованиях рекомендуется использовать понятие о вулканоплутонических ассоциациях в тех случаях, когда требуется подчеркнуть неоспоримо установленное пространственное и временное совмещение разных форм проявления магматизма (попарное сочетание последовательно формирующихся вулканических и plutонических комплексов).

Под вулканоплутонической ассоциацией понимается совокупность вулканических и интрузивных (главным образом, гипабиссальных) образований, характеризующихся близким петрографическим составом и являющихся продуктами сложного эффузивно-интрузивного процесса, происходящего в относительно короткий интервал времени.

Магматические формации определяются по вещественному (петрографическому) составу, например: дунит-перидотитовая; андезит-базальтовая; габбро-анортозитовая; мигматит-плагиогранитная; аляскитовая и др.

В зарубежной литературе используется понятие «магматическая серия», близкое к понятию «магматическая формация». Магматическая серия — естественный последовательный ряд магматических горных пород с определенной направленностью (трендом) изменения химического состава, образовавшихся в результате эволюции родоначальных магм в конкретных геодинамических условиях.

Современные магматические комплексы Земли приурочены к определенным геодинамическим режимам и четко классифицируются по генезису. Любой комплекс горных пород осадочного, магматического, метаморфического или метасоматического происхождения всегда отражает в своем химическом и минералогическом составе, текстурах и структурах пород обширную информацию, которая позволяет, как правило, достаточно точно определить условия формирования пород комплекса и выявить палеогеодинамические обстановки. Особое значение для понимания реальной геологической структуры изучаемой складчатой области имеет исследование *формаций-индикаторов* структурных зон складчатых областей, маркирующих швы на месте замкнувшихся океанов геологического прошлого. Такими формациями-индикаторами являются офиолитовые, метаморфические и олистостромовые комплексы. Огромное значение имеет также детальное изучение главных продуктов субдукционного процесса — plutонических гранитоидных и вулканических эффузивных формаций.

Магматизм на Земле контролируется, как уже говорилось выше, геодинамическими режимами эволюции по циклу Уилсона и глубинными мантийными плюмами (внутриплитный). В первом случае различают рифтогенный тип, приуроченный к зонам спрединга с формированием офиолитового комплекса океанической коры, и надсубдукционный-коллизийный, который разделяется на активно-окраинный и островодужный типы (рис. 4). Во втором случае проявляется внутриплитный океанический магматизм гавайского типа (горячие точки), а также внутриконтинентальные трапповые комплексы.

Офиолитовые комплексы. Термин «офиолиты» в современном понимании ввел Г.Штейнманн в начале XX в. Так была названа ассоциация горных пород, встречающаяся почти в каждом складчатом поясе и характеризующаяся своим закономерно повторяющимся разрезом. В эту ассоциацию пород входят (снизу вверх по

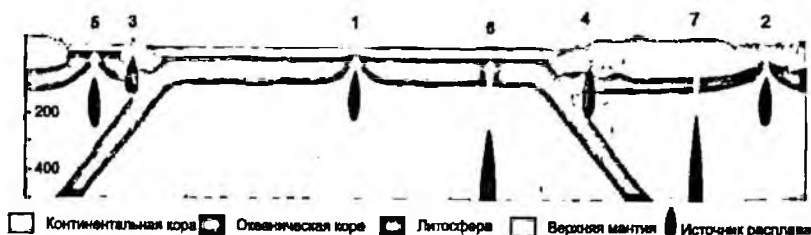


Рис. 4. Магматизм разных геодинамических обстановок. 1 — срединно-океанические хребты; 2 — континентальные рифты; 3 — островные дуги; 4 — активные континентальные окраины; 5 — задуговые бассейны; внутриплитный магматизм; 6 — океанические острова, 7 — континентальный магматизм.

разрезу): 1 — серпентинитовый меланж, иначе говоря, тектонически окатанные блоки горных пород в серпентинитовой основной массе, захваченные и перемещенные этой массой в процессе ее пластического движения; 2 — дунит-гарцбургитовый комплекс чередующихся слоев чисто оливиновых и оливин-ортопироксеновых ультраосновных пород, иногда тонко расслоенных, но сохраняющих стандартный химический состав и не несущих следов магматической дифференциации в закрытых камерах (иногда его называют комплексом мантийных реститовых перидотитов или метаморфических перидотитов); 3 — кумулятивный комплекс, сложенный чередующимися слоями перидотитов, пироксенитов, оливиновых габбро, анортозитов, троктолитов и габбро-норитов как с расслоенными, так и массивными текстурами; 4 — комплекс уралитизированных и амфиболизированных габброидов, амфиболитов и габбро-амфиболитов с невыдержанными по простиранию линзами и зонами плагиогранитов; 5 — ассоциация параллельно полосчатых диабазовых даек — подводящих каналов для залегающих выше подушечных лав; 6 — комплекс спилитизированных базальтовых лав с шаровой и подушечной отдельностью; 7 — комплекс глубоководных кремней или кремнисто-карбонатных осадков.

Эти офиолитовые ассоциации пород в орогенических поясах континентов Земли являются пластинами и блоками океанической литосферы геологического прошлого, зажатыми в орогенических поясах между толщами пород, которые сформировались вблизи краевых частей древних континентов и были пододвинуты под океаническую литосферу или надвинуты на нее в процессе замыкания некогда существовавших океанов, разделявших эти континенты. Кроме того, офиолиты могут быть остатками окраинных морей, внутренних морей, подножья островных дуг.

В полной своей ассоциации (метаморфические перидотиты, кумулятивный комплекс, комплекс параллельных диабазовых даек, базальты с кремнистыми породами), трактуемой как разрез океанической коры и верхней части мантии, офиолиты встречаются достаточно редко. В большинстве районов их развития наблюдается редуцированный разрез ассоциации, откуда выпадают отдельные комплексы, а другие представлены лишь незначительными фрагментами. Кроме того, во многих разрезах нарушена классическая стратиграфическая последовательность офиолитовых комплексов: зачастую метаморфические перидотиты, минуя кумулятивный и дайковый комплексы, контактируют с базальтами, или отсутствует дайковый комплекс, или вся серия комплексов перевернута и т. п. Подобные факты (а также преобладание тектонических контактов между членами офиолитовой ассоциации) свидетельствуют о том, что офиолиты образуют серию тектонических пластин или

ности. В соответствии с условиями образования изверженных пород выделяются plutонические, вулканические и автономные дайковые комплексы. Отличия этих комплексов друг от друга приведены в указанном выше «Петрографическом кодексе Республики Узбекистан».

Наряду с выделением вулканических и plutонических комплексов при региональных геологических исследованиях рекомендуется использовать понятие о вулканоплутонических ассоциациях в тех случаях, когда требуется подчеркнуть неоспоримо установленное пространственное и временное совмещение разных форм проявления магматизма (попарное сочетание последовательно формирующихся вулканических и plutонических комплексов).

Под вулканоплутонической ассоциацией понимается совокупность вулканических и интрузивных (главным образом, гипабиссальных) образований, характеризующихся близким петрографическим составом являющихся продуктами сложного эффузивно-интрузивного процесса, происходящего в относительно короткий интервал времени.

Магматические формации определяются по вещественному (петрографическому) составу, например: дунит-перидотитовая; андезит-базальтовая; габбро-анортитовая; мигматит-плагиогранитная; аляскитовая и др.

В зарубежной литературе используется понятие «магматическая серия», близкое к понятию «магматическая формация». Магматическая серия – естественный последовательный ряд магматических горных пород с определенной направленностью (трендом) изменения химического состава, образовавшихся в результате эволюции родоначальных магм в конкретных геодинамических условиях.

Современные магматические комплексы Земли приурочены к определенным геодинамическим режимам и четко классифицируются по генезису. Любой комплекс горных пород осадочного, магматического, метаморфического или метасоматического происхождения всегда отражает в своем химическом и минералогическом составе, текстурах и структурах пород обширную информацию, которая позволяет, как правило, достаточно точно определить условия формирования пород комплекса и выявить палеогеодинамические обстановки. Особое значение для понимания реальной геологической структуры изучаемой складчатой области имеет исследование *формаций-индикаторов* структурных зон складчатых областей, маркирующих швы на месте замкнувшихся океанов геологического прошлого. Такими формациями-индикаторами являются офиолитовые, метаморфические и олистостромовые комплексы. Огромное значение имеет также детальное изучение главных продуктов субдукционного процесса – plutонических гранитоидных и вулканических эффузивных формаций.

Магматизм на Земле контролируется, как уже говорилось выше, геодинамическими режимами эволюции по циклу Уилсона и глубинными мантийными плюмами (внутриплитный). В первом случае различают рифтогенный тип, приуроченный к зонам спрединга с формированием офиолитового комплекса океанической коры, и надсубдукционный-коллизийный, который разделяется на активно-окраинный и островодужный типы (рис. 4). Во втором случае проявляется внутриплитный океанический магматизм гавайского типа (горячие точки), а также внутриконтинентальные трапповые комплексы.

Офиолитовые комплексы. Термин «офиолиты» в современном понимании ввел Г.Штейнмани в начале XX в. Так была названа ассоциация горных пород, встречающаяся почти в каждом складчатом поясе и характеризующаяся своим закономерно повторяющимся разрезом. В эту ассоциацию пород входят (снизу вверх по

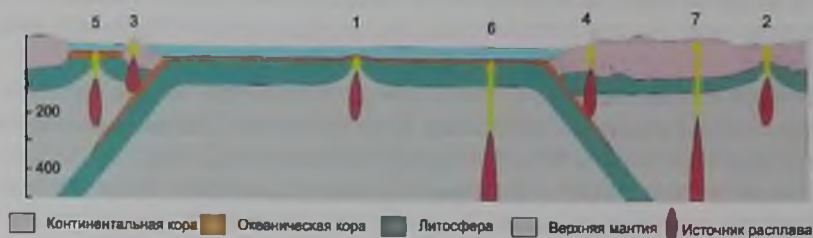


Рис. 4. Магматизм разных геодинамических обстановок. 1 – срединно-океанические хребты; 2 – континентальные рифты; 3 – островные дуги; 4 – активные континентальные окраины; 5 – задуговые бассейны; внутриплитный магматизм; 6 – океанические острова, 7 – континентальный магматизм.

разрезу): 1 – серпентинитовый меланж, иначе говоря, тектонически окатанные блоки горных пород в серпентинитовой основной массе, захваченные и перемещенные этой массой в процессе ее пластического движения, 2 – дунит-гарцбургитовый комплекс чередующихся слоев чисто оливиновых и оливин-ортопироксеновых ультраосновных пород, иногда тонко расслоенных, но сохраняющих стандартный химический состав и не несущих следов магматической дифференциации в закрытых камерах (иногда его называют комплексом мантийных реститовых перидотитов или метаморфических перидотитов); 3 – кумулятивный комплекс, сложенный чередующимися слоями перидотитов, пироксенитов, оливиновых габбро, анортозитов, троктолитов и габбро-норитов как с расслоенными, так и массивными текстурами; 4 – комплекс уралитизированных и амфиболизированных габброидов, амфиболитов и габбро-амфиболитов с невыдержанными по простиранию линзами и зонами плагиогранитов; 5 – ассоциация параллельно полосчатых диабазовых даек – подводящих каналов для залегающих выше подушечных лав; 6 – комплекс спилитизированных базальтовых лав с шаровой и подушечной отдельностью; 7 – комплекс глубоководных кремней или кремнисто-карбонатных осадков.

Эти офиолитовые ассоциации пород в орогенических поясах континентов Земли являются пластинами и блоками океанической литосферы геологического прошлого, зажатыми в орогенических поясах между толщами пород, которые сформировались вблизи краевых частей древних континентов и были пододвинуты под океаническую литосферу или надвинуты на нее в процессе замыкания некогда существовавших океанов, разделявших эти континенты. Кроме того, офиолиты могут быть остатками окраинных морей, внутренних морей, подножья островных дуг.

В полной своей ассоциации (метаморфические перидотиты, кумулятивный комплекс, комплекс параллельных диабазовых даек, базальты с кремнистыми породами), трактуемой как разрез океанической коры и верхней части мантии, офиолиты встречаются достаточно редко. В большинстве районов их развития наблюдается редуцированный разрез ассоциации, откуда выпадают отдельные комплексы, а другие представлены лишь незначительными фрагментами. Кроме того, во многих разрезах нарушена классическая стратиграфическая последовательность офиолитовых комплексов: зачастую метаморфические перидотиты, минуя кумулятивный и дайковый комплексы, контактируют с базальтами, или отсутствует дайковый комплекс, или вся серия комплексов перевернута и т. п. Подобные факты (а также преобладание тектонических контактов между членами офиолитовой ассоциации) свидетельствуют о том, что офиолиты образуют серию тектонических пластин или

чешуй, и видимая полнота и целостность офиолитового разреза зависит главным образом от интенсивности тектонических процессов в районе при выведении древней океанической коры на дневную поверхность.

Отчасти на сохранность ассоциаций влияют и процессы эрозии, которые могут полностью уничтожить целые комплексы. В связи с этим строение офиолитовой серии может меняться даже в пределах единого региона по простиранию пояса.

Наиболее часто офиолиты образуют тектонические пластины и тектонические клинья (в плане – линзы), трассирующие самые различные тектонические границы и по существу выполняющие роль тектонической смазки. В качестве последней могут быть не только серпентиниты (проникающие во все тектонические швы), но и габброиды кумулятивного комплекса и базальты. Особенно важно выявление сутур, поскольку они могут обозначать закрывшиеся древние бассейны с корой океанического типа (рубцы от существовавших ранее океанов и окраинных морей). Офиолитовые сутурные швы устанавливаются с помощью геофизических методов: сейсмо-, гравиразведки и магнитометрии. Как правило, швам соответствуют глубинные высокоплотностные линейные аномалии с повышенными скоростями прохождения сейсмических волн, часто сопровождаемые и соответствующими магнитными аномалиями. Во многих случаях сутуры разделяют области и зоны, отличающиеся типом разреза, наличием или отсутствием магматических формаций и т. д. Значимость сутурных швов (и соответствующих им палеобассейнов) определяется по региональной выдержанности указанных выше различий.

Следует выделить две основные группы критериев индикационного геодинамического расчленения офиолитов: геологические и петрогеохимические. Роль первых несколько недооценивается и, наоборот, переоценивается роль вторых.

Прежде всего, среди геологических критериев отметим состав и особенности, ассоциирующих с офиолитами, а конкретнее, с базальтовым комплексом, осадочных пород:

- определение по составу и особенностям осадочных пород глубоководности (и ее степени) или мелководности формирования базальтового комплекса имеет важное значение для разделения, с одной стороны, океанических, с другой – островодужных и окраинно-морских обстановок;
- следует учитывать наличие или отсутствие нормальных стратиграфических взаимоотношений пород базальтового комплекса с грубоотриггенными отложениями, характерными обычно для окраинно-континентальных зон – континентального склона, окраинных морей, островных дуг. В случае, если разрез базальтового комплекса нормально наращивается разнообломочными терригенными осадками, формирование этого комплекса, по всей вероятности, происходило в окраинно-континентальной обстановке;
- большее значение имеет наличие или отсутствие в районе развития офиолитов пород островодужных ассоциаций: вулканитов известково-щелочных серий, сопровождаемых туфами соответствующего состава, и морской (а нередко смешанной с континентальной) вулканогенной молассой, поясов гранитов, по времени формирования близких к базальтовому комплексу офиолитовой ассоциации, и т. д.;
- учитывается наличие в терригенных отложениях, контактирующих с базальтовым комплексом, пирокластического материала андезитоидных и более кислых пород, а также вулканического материала того же состава, что может также свидетельствовать о существовании в районе островной дуги в момент формирования терригенной толщи.

Наибольшую петрогеохимическую информацию несет базальтовый комплекс (верхняя часть офиолитовой ассоциации). Это объясняется в основном тем, что материал по современным геодинамическим обстановкам (океаническим бассейнам, окраинным морям, островным дугам) базируется в основном на анализе образцов базальтов и ассоциирующих с ними осадочных пород.

Толеитовая серия. Вулканические базальтоидные породы толеитовой серии возникли из магмы, насыщенной или даже несколько пересыщенной кремнеземом. Среди них преобладают базальты, отмечаются андезиты и, реже, дациты. Для них характерно направление дифференциации от оливинового базальта, через базальты до ферробазальта, т. е. с увеличением содержания кремнезема происходит обогащение пород железом по отношению к магнию. Так, от базальтов к дацитам толеитовой серии отношение $\Sigma \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ возрастает от 1,46 до 3,96. Увеличение железистости от базальтов к кислым дифференциатам наблюдается и в породах Срединно-Атлантического хребта. Отличительной чертой толеитовых серий являются также очень низкие концентрации в андезибазальтовых разностях K_2O , обычно в пределах 0,1-0,5%, при резком преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5-15$ и более). Только в кислых разностях, количество которых очень невелико, содержание K_2O может достигать до 1,5%. Породы толеитовой серии содержат всегда меньшие количества калия, по сравнению с разностями той же кремнекислотности известково-щелочной и щелочно-базальтовой серий (на диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$).

Кроме этих петрохимических особенностей толеиты характеризуются крайне низкими содержаниями литофильных (или «некогерентных») редких элементов. Содержания рубидия колеблются от 1 до 15 г/т, стронция от 90 до 220 г/т, значения K/Rb варьируют от 850 до 1200, а значения Rb/Sr обычно не превышает 0,03. Геохимические данные позволяют породы толеитовой серии разделить на 2 большие группы. Первая, представленная базальтами океанического дна, характеризуется содержаниями: Rb — несколько г/т, Sr — 150 г/т; для нее примечательны низкие концентрации Ba и очень низкие значения Rb/Sr , не более 0,01. Вторая группа, относящаяся к толеитам островных дуг, отличается увеличением содержания Rb до 5-15 г/т, Sr — до 200 г/т, Ba — до 100-175 г/т; значения Rb-Sr обычно более 0,02. Очевидно, что толеиты первой группы являются более примитивными, чем второй.

Вулканизм активных окраин

Расчленение вулканических пород производится по их петрохимическим особенностям: по отношению щелочей к SiO_2 , по отношению $\Sigma \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ к SiO_2 и FeO и по соотношению щелочей. Эти показатели отражают степень дифференциации магмы, насыщенность ее кремнеземом. Также используется отношение изотопов $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Низкое значение этого отношения $< 0,7060$ показывает, что породы этой группы имеют мантийное происхождение и включают породы самого разнообразного состава, от основных до кислых. Высокое значение отношения, обычно выше 0,7100, свидетельствует о происхождении континентальной коры главным образом путем плавления или за счет контаминации первичными магмами вещества коры; среди них преобладают кислые разности.

По петрохимическим признакам производится разделение вулканитов на толеитовую, известково-щелочную, щелочно-базальтовую (шошонитовую) и щелочную серии. Они слагаются преимущественно породами базальт-андезитового состава и,

реже, дацитами. Иногда обособливается бимодальная или контрастная серия, состоящая из базальтов и кислых вулканитов.

Толеитовая или «пижонитовая», по Куно, серия встречается в СОХ и островных дугах. Ее особенности рассмотрены выше.

Известково-щелочная или «гиперстеновая», по Куно, серия включает дифференцированный ряд пород: базальты-андезиты-дациты-риолиты. Среди них резко преобладают андезиты и андезибазальты. Крайние кислые разности риолитов встречаются редко. Отличительной чертой пород этой серии является недосыщенность железом. Отношение $\Sigma \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$, обычно в интервале 0,8-1,6, лишь иногда достигая 2, и не зависит от изменения содержания кремнезема. Содержание калия значительно выше, чем в толеитах, и колеблется от 1% в базальтах до 2-2,5% в более кислых разностях. Натрий преобладает над калием, но в значительно меньшей степени, чем в толеитах, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ равно 2-3. Характерны повышенные содержания Al_2O_3 (16-18%). Геохимические данные свидетельствуют о повышенном содержании «некогерентных» редких элементов в породах известково-щелочной серии, по сравнению с толеитами: содержания, г/т: Rb – 10-45, Sr – 330-460, Ba – 115-520; величина K/Rb равна 340-430, Rb/Sr – 0,35-1,2. Породы известково-щелочной серии широко распространены, составляют главную массу вулканитов островных дуг, а также континентальных окраин.

Щелочно-базальтовая (шошонитовая) серия близка к породам известково-щелочной серии по железистости, но отличается более высокими содержаниями щелочей, достигающих в сумме 5% при примерно равном содержании Na_2O и K_2O . Она включает щелочно-оливиновые базальты (шошониты) и подщелоченные андезиты (трахиандезиты, латиты). Содержание редких «некогерентных» элементов в этих породах возрастает, по сравнению с ранее рассмотренными сериями, г/т: Rb – 75-120, Sr – 700-850, Ba – 850-1000; значения K/Rb равно 200-400, Rb/Sr – 0,11-0,14. Вулканиты этой серии распространены в тыловых частях островных дуг, на вулканических островах, местами на океаническом ложе и в рифтовых зонах на континентах; они известны также на активных континентальных окраинах, где представлены преимущественно латитами.

Щелочная серия объединяет породы от основных до кислых, с преобладанием основных (базальтовых) разностей и описывается так же, как ассоциация существенно натриевых и калиевых щелочных и щелочно-базальтовых пород. Характерной чертой является появление разностей с нефелином и лейцитом, чем они отличаются от щелочно-базальтовой серии; обычны такие породы как нефелиниты, гавайиты, фойяиты, муджиериты и т. д. Щелочные базальты этой серии практически не отличимы от аналогичных пород щелочно-базальтовой серии. В более щелочных породах отмечается резкое увеличение содержания щелочных элементов, в сумме составляющие 6-7% и иногда более. Есть как натриевые, так и калиевые разности пород. Другая особенность – высокие концентрации титана. Отношение $\Sigma \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO} = 0,5-2,4$. Содержания «некогерентных» редких элементов в породах щелочной серии наиболее высокие. Концентрации Sr и Ba в некоторых породах достигают 1000 г/т и более. Соответственно увеличиваются и концентрации рубидия, а отношение K/Rb не превышает 250. Рассматриваемые породы распространены на океанических островах, но наиболее характерны для рифтовых структур.

Бимодальная (контрастная) серия – это ассоциация пород резко различного состава: с одной стороны – базальтов, с другой – риолитов, почти без пород промежуточного среднего состава. По петрохимическим особенностям и содержанию ряда

редких элементов базальты близки к породам щелочно-базальтовой серии. Отмечаются разности как с преобладанием натрия над калием, так и наоборот. Кислые породы обладают иногда очень высокими содержаниями кремнезема (до 76%); натрия в них часто больше, чем калия. Все они отличаются повышенной щелочностью, до появления пантеллеритов и комендитов. Базальты характеризуются высокими концентрациями Sr – 600-1400 г/т, иногда 2000 г/т – при содержаниях Rb 20-50 г/т. Кислые разности имеют высокие концентрации Rb – до 250 г/т, а Ba и Sr аномально низки. Важной особенностью всех пород серии как основных, так и кислых является низкое отношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7028-0,7064$. Типичный пример пород этой серии – позднекайнозойские вулканы запада США и Восточно-Африканского рифта.

Главнейшие типы серий выделены на примере кайнозойских магматических пород, поскольку для них наиболее достоверно установлены геодинамические режимы.

Число основных типов серий невелико, что связано с ограниченным количеством ведущих механизмов магматического петрогенезиса.

Гранитоиды

Проблема происхождения, состава и структурного положения массивов гранитоидов в орогенических поясах и закономерностей размещения, связанных с ними месторождений полезных ископаемых, является определяющей в понимании строения и металлогенической специфики континентальных орогенов (табл. 1).

Чаще всего употребляется терминология австралийских геологов Б.Чеппела и А.Уайта: коровые **S-граниты** (sedimentary granites, осадочные граниты), возникающие за счет переплавления осадочных толщ земной коры; мантийные **I-граниты**

Таблица 1

Интрузивные формации различных геодинамических типов
(С.С.Шульц и др., 1991, стр. 32-33)

Режимы	Типы	Формации	Характеристика
Спрединг и субдукция	M	Гипербазит-габбро-плагиогранитовые	Высокие содержания Ca, Fe, Ti, Ni, Co, Cr, V, Sr; Na >> K, $I^{\circ} < 0,704$ Низкие значения Rb/Sr отношения. Широко проявлены процессы пропилитизации и лиственитизации
Субдукционно-коллизийные	I	Тоналит-гранодиоритовая	Высокие содержания Ca, Fe, Ti, Ni, Co, Cr, V, Sr; Na > K, $I^{\circ} < 0,706$ Низкие значения Rb/Sr отношения. Широко проявлены жильные породы и процессы пропилитизации
		Монцодиорит-гранитовая	Высокие содержания Fe, Ti, Ni, Co, Cr; Na ≤ K, $I^{\circ} < 0,706$. Высокие значения Rb/Sr отношения. Широко проявлены жильные породы и процессы фельдшпатизации и пропилитизации
		Адамеллит-гранитовая	Умеренно- и маловодные образования. Широкое развитие магнетита, ортита и сфена. Распространены шлировидные автолиты
	S	Гранитовая	Высокая водонасыщенность. Высокие содержания Rb, U, Th, Li, Sn, Mo, W, Pb. Пониженные содержания Ba, Sr, Ni, Co, Cr, Y, Ti, Na ≤ K, $I^{\circ} > 0,708$ Высокие значения Rb/Sr отношения. Широко развиты жильные породы, ильменит и монацит
Внутриплитные	A	Лейкогранитовая	Содержания SiO_2 (75-76%), K_2O (4,5-5,5%), Rb (300-350 г/т) Широко проявлены процессы грейзенизации
		Габбро-гранитовая	Контрастное строение комплексов, с преобладающим развитием основных и кислых пород. Повышенная общая железистость и глиноземистость для кислых пород, повышенная щелочность калиевого типа для основных пород. Повышенные содержания Rb, умеренные Sr
		Монцит-сиенитовая	Контрастное строение комплексов, с преобладающим развитием основных и кислых пород. Повышенная общая железистость и глиноземистость для кислых пород, повышенная щелочность калиевого типа для основных пород. Повышенные содержания Rb, умеренные Sr

(igneous granites, изверженные граниты), возникающие в результате селективного плавления мантийного базитового субстрата и легкоплавких компонентов ультраосновных пород мантии; **А-граниты** – анорогенные щелочные гранитоиды с высокими содержаниями F, Zr, Nb, Hf, It и PЗЭ и низким Ca, Ba и Sr, кристаллизующихся при относительно высоких температурах из чистых (без реститовой части) расплавов; **М-граниты** – высококальциевые щелочно-земельные плагиограниты, как правило, островодужного происхождения. I-граниты разделяются на 2 подтипа – кордильерский и каледонский. Чаще всего гранит – это смесь переплавленного корового вещества (S-компонента) и возгонки мантийных дифференциатов (I-компонента). В островодужных и раннеорогенных гранитоидах I-компонента преобладает; в позднеорогенных гранитоидах значительно большую роль начинает играть переплавленный метаосадочный материал. Но почти никогда S-граниты не являются гранитами чисто осадочного или даже чисто корового, а I-граниты – чисто мантийного происхождения.

Осадочные формации опорных геодинамических обстановок

Для реконструкций геодинамических обстановок осадочных и вулканогенно-осадочных пород применяют формационный анализ, данные по составу, мощности, текстурным и структурным признакам и характеру напластования, особенностям перекрывающих и подстилающих образований.

При реконструкции обстановок формирования морских отложений большое значение имеет определение глубины осадконакопления. Показателями малой глубины являются присутствие мелководной фауны и флоры, наличие био- и хемогенных карбонатов (арагонит, магнезиальный карбонат), а также шамозитовых и фосфатных осадков. С увеличением глубины (при уменьшении температуры воды) повышается растворимость карбонатов, что приводит к их слабому развитию, вплоть до полного отсутствия в прослоях и в цементе пород на больших глубинах.

Характеристика наиболее распространенных осадочных формаций и приуроченность их к тем или иным геодинамическим обстановкам приведены ниже в табл. 2, где видно, что некоторые формации – молассовая, олистостромовая, флишевая и др. могут образовываться в разных геодинамических обстановках. В связи с этим при анализе необходимо учитывать все геологические данные, особенно форму и размеры геологических тел, состав сопутствующих формаций, а также латеральные и вертикальные (временные) ряды формаций, которые так же, как и для вулканитов, во многих случаях помогают индифицировать геодинамическую обстановку по ее закономерным связям с соседними обстановками.

Флиш. Для флиша характерна четко выраженная ритмическая и вместе с ней градиционная слоистость. Наряду с типично флишевыми формациями сюда отнесены и другие близкие к ним терригенные комплексы – граувакковые, кремнисто-терригенные и др. Сюда же можно включить образования типа дикого флиша и олистостром. Всех их объединяет образование в условиях преобладающей турбидитной седиментации с подводными оползнями и обвалами. Это в основном осадки континентального подножья в открытом океане, на приостровных склонах глубоководных желобов, в окраинных морях, но в ряде случаев – образования глубоких эпиконтинентальных прогибов (например, флиш внешних прогибов). Эти комплексы отмечают резкую контрастность рельефа и нередко (олистостромы) начавшееся сжатие и покровообразование. Флишевые толщи достаточно разнообразны. Среди них можно выде-

Таблица 2

Геологические формации основных типов структурных элементов земной коры

Структурные элементы	Геодинамическая обстановка	Геологическая формация
1. Рифтовые зоны континентов	Вулканические массивы	Основных, кислых и субщелочных вулканитов
	Грабеновые зоны	Вулканогенно-терригенная
	Глубоководные озера	Терригенная
	Интрузивные массивы	Интрузий пестрого состава
	Осевая часть	Экструзий базальтов
	Глубоководное внутриматериковое море	Металлоносных осадков, эвапоритов
	Окраина континента	Рифогенных известняков
2. Срединно-океанические хребты	Центральная рифтовая долина	Подушечных толеитовых базальтов
	Горстовые поднятия	Ультраосновных и основных интрузий
	Грабеновые зоны на склонах хребта	Вулканических брекчий
		Кремнистых и известняковых илов
		Аспидная
3. Окраинные моря	Склон островной дуги	Граувакковая и флишевая
	Центральная часть бассейна	Глубоководная пелагическая
	Область поднятия магматического диапира	Спилит-кератофировая
	Склон молодой пассивной окраины	Флишевая
	Центральная часть бассейна	Глубоководная пелагическая
	Область поднятия магматического диапира	Спилит-кератофировая
4. Абиссальные океанические впадины	Абиссальные океанические впадины	Глубоководная глинисто-кремнистая
	Асейсмические вулканические цепи островов и подводных гор	Толеитовых базальтов
	Гайоты и атоллы	Рифовых известняков (иногда с фосфоритами)
5. Пассивные окраины континентов	Шельф	Терригенно-карбонатная красноцветная
	Континентальный склон	Угленосная паралическая
	Подножие континентального склона	Терригенно-карбонатная нефтегазоносная
6. Островные дуги	Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
	Подводная вулканическая дуга	Толеитовых базальтов и порфиритов
	Подводная и надводная вулканические дуги	Порфиритовая и андезитовая
	Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
	Вулканическая дуга	Андезитовая
	Отмирающий желоб	Флишевая (турбидиты) Офиолитовый меланж
	Новая вулканическая дуга	«Контрастная» базальт-липаритовая

лить две разновидности. Флиш первой из них образован зрелыми турбидитами, с высоким содержанием обломков кварца, полевых шпатов и метаморфических пород (т. е. обломочный материал имел континентальный источник). Такого рода флиш формируется на континентальном подножье у окраин атлантического типа. Он переходит по латерали в песчаные и известняковые мелководные толщи или в дельтовые осадки. Флиш второй разновидности состоит из незрелых турбидитов (обычно с диким флишем), в составе обломочного материала которых почти нет кварца, но в обилии представлены вулканические породы. Этот граувакковый флиш, свойствен-

7. Ороген активной окраины континента андийского типа	Глубоководный желоб	Флишевая
	Аккреционная призма	Офислитовая и глаукофано-сланцевая
	Осадочная терраса	Терригенная
	Вулканическая дуга	Дацит-липаритовая Игнимбритовая
8. Ороген активной окраины континента кордильерского типа	Глубоководный желоб	Флишевая
	Широкая зона шельфа и континентального склона	Терригенная Терригенная нефтегазоносная
	Прогиб – низменность на окраине континента	Терригенно-карбонатная Угленосная лимническая
	Шельф	Терригенная
	Вулканоплутоническая дуга на шельфе	Андезитовая и дацит-липаритовая
	Зона надвигообразования	Крупнообломочно-терригенная и «дикого флиша»
	Предгорный прогиб	Терригенная с вулканическим материалом (карбонатная красноцветная в аридной климатической зоне) Угленосная лимническая
9. Глубоководные желоба	Внешняя стенка	Глубоководная пелагическая
	Осевая часть желоба	Флишевая (турбидиты)
	Внутренняя стенка (аккреционная призма склона островной дуги)	Глаукофано-сланцевая по глубоководным пелагическим отложениям
	Желоб	Офиолитового («серпентинитового») меланжа
10. Зоны обдукции	Передовой антиклинорий	«Дикого флиша»
	Офиолитовый покров	Офиолитовый комплекс (ультрабазитовая, спилит-кератофировая, иногда кремнисто-карбонатная)
11. Ороген столкновения островной дуги с окраиной континента	Континентальный склон и подножие	Флишевая
	Деформируемая островная дуга	«Дикого флиша», молассы Палингенная гранитная под надвинутой островной дугой
	Недеформируемая часть прогиба	Терригенная
12. Ороген столкновения двух континентов, пассивной окраины с активной (гималайский тип)	Пассивная окраина континента	Терригенно-карбонатная красноцветная, терригенная и терригенно-карбонатная нефтегазоносная
	Шовная зона – область столкновения и максимальных напряжений – область поднятия	Экструзии субцелочных гранитоидов
	Реликт абиссальной равнины	«Дикого флиша» и крупнообломочная терригенная
	Шовная зона столкновения континентов и максимальных напряжений	Субцелочных гранитоидов
	Предгорный прогиб	Крупнообломочная терригенная
	Межгорные впадины	Аллювиальная

ный обстановке островных дуг. Он отлагается либо на осадках океанического ложа и офиолитах, либо на древних комплексах островодужного типа. В этом флише часто заключены рифовые известняки.

Молассы. К ним относятся преимущественно грубообломочные континентальные накопления, связанные с подъемом и разрушением горных сооружений как на континентах, так и в системах островных дуг. Можно выделить молассовые комплексы, включающие нижнюю – морскую сероцветную молассу, верхнюю – красноцветную и формирующиеся в междуговых бассейнах (между формирующейся аккреционной

призмой и активной окраиной) и континентальные красноцветные молассовые комплексы, образующиеся в задговой обстановке.

Карбонатные комплексы. В любых складчатых областях широко распространены толщи мелководных, богатых фауной известняков, местами возникших за счет прежних рифов. Они часто находятся в сложных соотношениях с другими комплексами, но в большинстве случаев слагают обширные пространства внешних амагматичных или миогеосинклинальных зон складчатых областей. Сравнение с современными обстановками позволяет интерпретировать их как показатели пассивных континентальных окраин атлантического типа (восточное побережье Северной Америки). По распространению рифовых известняков удается реставрировать древние барьерные рифы. Некоторые карбонатные комплексы могут быть осадками, формировавшимися на склонах океанических островов, СОХ и других океанических поднятий. Это связано с критической глубиной карбоната накопления – глубиной, ниже которой на дне океана происходит смена пелагических карбонатных осадков бескарбонатными (менее 10% CaCO_3). В Тихом океане она колеблется в пределах 4000–5100 м, в Индийском – 4500–5100 м и в Атлантическом 3650–6000 м.

Микститовые комплексы. Микститы или хаотические комплексы тектонического (меланж), гравитационного, обвального-оползневого (олистостром) и смешанного происхождения в Западном Узбекистане стали выделяться с развитием модели покровно-складчатого строения Тянь-Шаня.

Термин «меланж» – (от французского *melange* – смесь) впервые был применен Грюне в 1857 г. к глыбовым брекчиям угленосной пресноводной молассы карбона бассейна Сент-Этьенн окраины Центрального Французского массива, состоящим из смеси глыб гранитов, гнейсов и слюдяных метаморфических сланцев. В последующем было установлено широкое развитие подобных образований в орогенных поясах. Дж.Флоресом в 1955 г. предложен термин «олистостром», применимый только к осадочным тектонически не переработанным толщам хаотического состава И.И.Белостоцкий в 1970 г. подразделил меланж на тектонический, осадочный и меланж сложного генезиса. Тектонический меланж связан с покровной тектоникой, а осадочный – с сейсмогравитационными обрушениями, являясь выражением конседиментационных фаз тектогенеза. Практически одновременно Л.Шермерхорном в 1966 г. введен универсальный термин «микстит», объединяющий все разнообразие хаотических комплексов.

Олистостромовые образования состоят из двух компонентов – матрикса и включенных в него обломков и глыб (олистолитов и олистоплаков). При этом, очень трудно провести четкую грань между покровами и олистостромами в подобной ситуации, особенно между останцами шарьяжей – клиппами и крупными сплошными пластинами чужеродных пород – олистоплаками. Отдельные олистоплаки, при этом, нередко достигают таких размеров (несколько квадратных километров), что становится неясным, как их классифицировать – как шарьяжные пластины или как элемент олистострома.

Тектоногравитационные микститы представляют такие же хаотические скопления различных по составу и возрасту пород, сформировавшихся в водной среде, однако несущих признаки первичного тектонического воздействия (брекчиевые текстуры, зеркала скольжения, глинки трения). Обычно они приурочены к зонам крупных надвигов. За этим типом микситов закрепился термин олистострома сложного генезиса.

Олистостромовые образования (диагностика и картирование). Олистостром состоит из двух компонентов – матрикса и включенных в него обломков и глыб (олистолитов и олистоплаков). Матрикс представлен различными по составу породами (аргиллитами, алевролитами, песчаниками, карбонатным материалом, иногда их комбинациями) и часто зависит от состава вмещающих обломков. В случае, если крупные обломки представлены, например, известняками, то и в матриксе в результате дезинтеграции накапливается значительное количество карбонатного материала. То же можно сказать и в случае, если олистолиты сложены песчано-глинистыми, вулканогенными и другими породами. Изучение состава как цементирующего вещества, так и обломочного материала, представляет значительный интерес, так как его анализ может привести к выводу об амплитуде перемещения тектонических пластин, скорости осадконакопления и т. д. В матриксе олистостромовых толщ преобладает материал пелитовой размерности, несколько реже – псаммитовой и псефитовой. Вблизи крупных глыб отмечается наличие шлейфа грубообломочного материала, по мере удаления размер включений уменьшается.

Чаше в разрезе олистострома по вертикали и латерали не удается наблюдать какую-либо закономерность в изменении гранулометрического состава матрикса. Стратификация осадочного материала обычно отсутствует или проявлена фрагментарно. В случае развития олистострома во флишевых отложениях (Леонов, 1971) отмечается ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов при подчиненном развитии мергелей, мергелистых алевролитов и аргиллитов. Для микститов тектоногравитационного типа характерно присутствие в матриксе частиц, обломков пород, испытавших тектоническую обработку с образованием красной гематизированной глинки, катаклазированных зерен минералов.

Следует также подчеркнуть, что для внутреннего строения матрикса типично присутствие признаков оползневых дислокаций – мелкая дисгармоничная складчатость, следы течения и облекания обломков. Включения в матриксе представлены обломками различного состава, генезиса и размера и теоретически могут соответствовать всем породам бортов бассейна седиментации, его фундамента или быть привнесенными при шарьировании из других регионов. Размер обломков и их форма могут быть самыми разнообразными. Часто это блоки, глыбы (олистолиты), вплоть до гигантских пластин протяженностью в несколько километров (олистоплаки). Формы олистолитов и олистоплак зависят как от состава, так и их размера. Наиболее крупные блоки, особенно осадочных пород, имеют вытянутую форму, ориентированы в одном направлении и при картировании могут быть ошибочно приняты за ненарушенные моноклинали. Олистолиты и мелкие обломки имеют неправильную форму и в большинстве своем неокатаны, остроугольны.

При прочих равных условиях интрузивные породы более окатаны, чем здесь же расположенные осадочные, особенно слоистые породы. Песчано-глинистые олистолиты имеют часто пластообразную, пластинчатую форму с обрывками, подворотами пластов, известняки – таблитчатую, в зависимости от мощностей первичных прослоев. Нижняя и верхняя границы вытянутых пластин-олистоплак нередко совпадают со слоистостью пород.

В зависимости от состава обломков, матрикса, вмещающих отложений и их взаимоотношений выделяется несколько типов олистостромов. Эндоолистостромом обычно называют микстит, имеющий идентичный состав кластического материала и цемента. Аллоолистостромом следует называть тектоногравитационный микстит, обломки которого состоят из пород, перемещенных на значительные расстояния и

не распространенных в бассейне седиментации. Выделяют также дистальный олистостром, расположенный в нескольких километрах от фронтальной линии надвига, и проксимальный – в десятках километров от фронта надвига.

Наиболее тесно олистостромовые комплексы связаны с флишевой и молассовой формациями. Кроме того, с ними ассоциируют вулканомиктовая песчаная, туфо-песчано-конгломератовая (в обстановке островных дуг) формации, офиолитовые брекчии в сочетании с диким флишем (в глубоководных желобах), флишевая и флишоподобная песчано-глинисто-карбонатная (у подножия материкового склона) формации и т. д. (Леонов, 1971; Федоров и др., 2016). Выявление положения олистостромовой формации в вертикальном и латеральном ряду среди других геологических формаций помогает оценить амплитуду перемещений.

Тектонические микститы (меланжи). К тектоническим микститам следует относить ассоциации горных пород (меланжи, брекчии), сформировавшиеся в результате воздействия тектонических процессов. Подобно другим типам микститов, они представляют смесь разнообразных по форме, составу и генезису пород, хаотически распределенных в тонко перетертой связующей массе. Тектонические микститы слагают геологические тела обычно вытянутой формы, имеющие отчетливо выраженные границы, и могут быть во многих случаях откартированы и показаны в масштабе карты. Они часто приурочены к границам тектонических пластин.

Глыбово-обломочная фракция тектонических микститов может быть представлена различными породами, входящими в состав аллохтона и автохтона. Одним из наиболее распространенных типов тектонических микститов является серпентинитовый меланж, который в зависимости от состава обломков подразделяется на мономиктовый (офиолитокластический), с включениями габбро, диабазов, базальтов, кремнистых алевролитов, и полимиктовый, с примесью другого материала. Цемент представлен серпентинитом, реже, с обломками серпентинизированных ультраосновных пород.

Тектонические меланжи характеризуются следующими общими признаками, отличающими их от олистостромов:

- цемент всегда несет на себе следы тектонической переработки;
- в цементе присутствуют обломки пород различного литолого-петрографического состава и генезиса, в т. ч. обломки пород, образовавшихся позднее, чем цемент меланжа;
- нижний контакт меланжа всегда тектонический.

Косвенными признаками тектонических микститов являются более сложное, чем у олистостромов, внутреннее строение, тесная пространственная связь с разрывными нарушениями и тектоническими покровами, наличие среди обломков экзотических (неизвестного происхождения) пород. Законы нормальной седиментации неприменимы по отношению к меланжу, поэтому возраст его невозможно определить по фауне.

Как олистостромовы, так и тектонические меланжи чаще всего бывают приурочены к пограничным структурам, к участкам повышенной тектонической активности земной коры. При маршрутных исследованиях и анализе картографического материала площадь распространения микситовых комплексов обращает на себя внимание прежде всего неоднородностью строения и состава, «хаотичностью» распространения обломков и блоков пород, их разновозрастностью, нарушением установленной закономерности строения разреза и др. Большие трудности возникают в том случае, когда блоки (олистоплаки) имеют крупные размеры, а цемент развит в небольшом количестве. В диагностике микститов существенную помощь оказывает определение возраста главных их компонентов. Например, в олистостромах

матрикс всегда моложе олистолитов и олистоплаков, в то время как в терригенных меланжах, зачастую трудно отличимых от олистостромов, матрикс, как правило, древнее включенных в него глыб.

Диагностика микститовых комплексов с изучением их внутреннего строения возможна только при их детальном картировании с отрисовкой слагающих их компонентов.

В разрезе складчатого основания широко развиты (особенно для Южного Тянь-Шаня) микститовые образования – олистостромы и олистомеланжи (Федоров и др., 2016; Хан и др., 2010), которые маркируют надвиговые и шарьяжные структуры и являются рудовмещающими. Поэтому они могут быть признаком надвиговых деформаций и важным поисковым критерием. Возраст терригенно-олистостромовых образований определяется на основании самой молодой переотложенной фауны в олистолитах, отпечатков флоры в терригенных отложениях матрикса, а также сопоставления с аналогичными разрезами смежных территорий.

Системные геодинамические исследования территории Узбекистана показали широкое развитие олистостромовых толщ с разной степенью тектонической проработки, разделяющих структурно-вещественные комплексы Южного Тянь-Шаня, находящиеся в надвиговых соотношениях в пределах Кызылкум-Нуратинских возвышенностей и в горах Султанувайс.

К микститовым комплексам можно отнести и аккреционные толщи, которые сформированы за счет скучивания осадочного слоя океанической коры в зонах субдукции. Они состоят из многократно повторенных разновозрастных пакетов чешуй, представленных базальтами, известняками, ленточными кремнями, алевроаргиллитами и песчаниками в разных сочетаниях. В связи с тем, что при аккреции породы были еще вязкими, тектонические контакты между разновозрастными пакетами слабо выражены и их легко спутать со стратиграфическими. К подобным образованиям можно отнести косманачинскую, карашахскую, катармайскую и др. толщи.

Подобные чешуйчатые структуры с многократным повторением одних и тех же фрагментов стратиграфического разреза хорошо изучены в молодых аккреционных поясах Симанто (Япония) и на границе Атлантической и Карибской плит, где над зоной субдукции с раннего зоцена формируются аккреционные призмь, достигающие мощности 20 км, ширины 300 км и протяженности около 800 км (рис. 5). В большин-

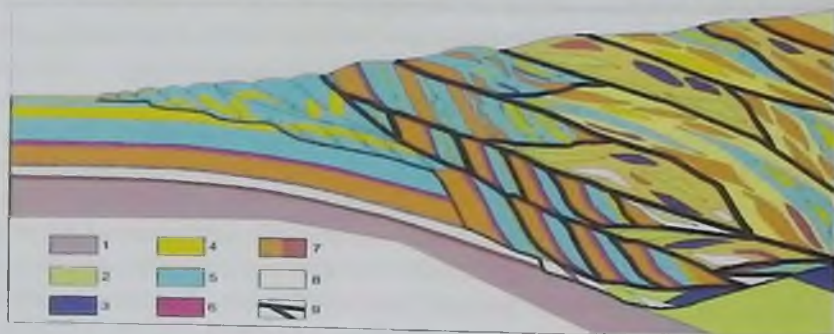


Рис. 5. Реконструкция аккреционного комплекса на юго-востоке Японии. В процессе субдукции стратиграфические элементы океанической коры входят в состав аккреционной призмь, образуя структуру дуплекса с многочисленным повторением слоев и формированием микститовых толщ. 1 – MORB – кора океанического типа; 2 – внутриплитные базальты океанического типа; 3 – известняк; 4 – песчаник; 5 – аргиллит; 6 – кремнистый сланец; 7 – роговик; 8 – глаукофановые сланцы; 9 – надвиг. а – древний, б – молодой;

стве случаев ширина призмы не превышает нескольких десятков километров. При этом наблюдается омоложение пород, слагающих чешуи от вершины к основанию призмы (Kusky, 2013; Wakita, 2000).

Метаморфические комплексы

Наиболее распространено разделение метаморфических комплексов складчатых поясов по термодинамическим (Р и Т) условиям их формирования на две группы: 1) комплексов высоких давлений – низких температур (НPLT) и 2) комплексов высоких температур – низких давлений (HTLP).

А.В.Покровский (1996) на основе изучения и обобщения фациально-формационных особенностей метаморфических комплексов Тянь-Шаня и Памира выделяет 4 петрохимических типа регионального метаморфизма (рис. 6), с возможными промежуточными подтипами. Каждый из этих типов характеризуется своей серией фаций и субфаций метаморфизма (табл. 3) и обуславливает формирование определенного ряда метаморфических формаций. В названиях типов отражено наименование наиболее высоко- и низкотемпературных пород соответствующих формационных рядов.

А. Метагипербазит-филлитовый тип имеет низкощелочной натриевый геохимический профиль минералообразования и охватывает преимущественно породы офиолитовой ассоциации; проявляется в спрединговых зонах при относительно

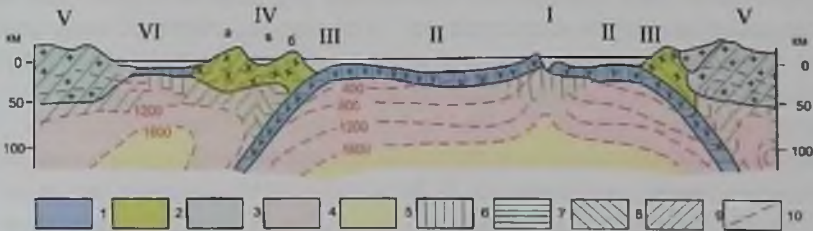


Рис. 6. Схема проявления петрогенетических типов регионального метаморфизма в главных геоструктурах океан-континент. Тип земной коры: 1 – океанический, 2 – переходный, 3 – континентальный, 4 – верхняя мантия, 5 – астеносфера; петрогенетические типы регионального метаморфизма: 6 – метагипербазит-филлитовый, 7 – эклогит-глаукофан-сланцевый, 8 – эндербит-кианит-сланцевый, 9 – чарнокит-андалузит-сланцевый, 10 – изограды. Главные геоструктуры: I – зона спрединга, II – океанические котловины, III – глубоководные желоба, IV – островные дуги, V – континенты, VI – окраинноморской бассейн.

Таблица 3

Петрографические типы и фации регионального метаморфизма

Тип	А. Метагипербазит-филлитовый	Б. Эклогит-глаукофан-сланцевый	В. Эндербит-кианит-сланцевый	Г. Чарнокит-андалузит-сланцевый
Фация	Филлитовая (цеолитовая) А ₁	Филлитовая (пумпилит-пренитовая) Б ₁	Филлитовая (пумпилит-пренитовая) В ₁	Филлитовая (цеолитовая) Г ₁
	Зеленосланцевая А ₂	Глаукофан-сланцевая Б ₂	Зеленосланцевая (хлоритоидная) В ₂	Зеленосланцевая Г ₂
	Эпидот-амфиболитовая А ₃	Гранат-глаукофан-сланцевая Б ₃	Эпидот-амфиболитовая (ставролитовая) В ₃	Эпидот-амфиболитовая (андалузит-сланцевая) Г ₃
		Эклогитовая Б ₄	Амфиболитовая (кианитовых гнейсов) В ₄	Амфиболитовая (кордиерит-слюдяных гнейсов) Г ₄

но низком давлении (до 3 кбар), но высоком геотермическом градиенте (до 150-250°C/км). Этот тип метаморфизма обуславливает формирование полной нормальной метаморфической зональности от филлитовой до гранулитовой фации в пределах сравнительно маломощной (6-8 км) новообразованной океанической коры. В число палеоаналогов в Южном Тянь-Шане А.В.Покровский относит небольшие сохранившиеся блоки высокотемпературных метагипербазитов, метапироксенитов, габбро-амфиболитов и гранатовых амфиболитов, среди метаморфических сланцев канской и майлисуиской свит в Южной Фергане, каракудукской и учкудуктауской свит в Кызылкумах.

Б. Эклогит-глаукофан-сланцевый тип характеризуется существенно натриевым геохимическим профилем минералообразования, проявляется при низких геотермических градиентах (12-20°C/км), но высоком давлении (до 15-17 кбар). В результате возникает своеобразный формационный ряд метаморфических пород (эклогиты, глаукофановые сланцы и др.), отличающихся от других вхождением натрия в кристаллические решетки не полевых шпатов, а темноцветных минералов (параганит, глаукофан, омфациит и др.). В фациальной серии этого типа метаморфизма эквивалентами обычных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций выступают глаукофан-сланцевая и гранат-глаукофановая, а амфиболитовой и гранулитовой – эклогитовая фация. Большинство исследователей считают, что этот тип метаморфизма характерен для зон субдукции океанической коры, что подтверждается приуроченностью высокобарических комплексов к сутурным зонам закрывшихся палеобассейнов. Примерами образований этого типа являются францисканская серия в Калифорнии. В Южном Тянь-Шане к нему относятся главные этапы метаморфизма атбашинской, майлисуиской, канской, иттунысайской, ягнобской свит, в Северном Тянь-Шане – макбальского комплекса, а на Памире – ванчской серии и др.

В. Эндербит-кианит-сланцевый тип метаморфизма происходит при умеренно повышенных давлениях, проявлявшихся при геотермических градиентах 20-35°C/км в условиях K-Na щелочности и дефицита калия, в основном определяемых преобладающим граувакковым составом субстрата. Характерна полная фациальная серия от филлитовой до гранулитовой и эклогитовой фации, несколько растянутая по глубинности. Эквивалентами обычной эпидот-амфиболитовой фации в ней являются ставролитовая, а амфиболитовой – кианитовых гнейсов.

В результате этого метаморфизма образуется формационный ряд метаморфических пород повышенной плотности (коровые эклогиты, кианитовые гранулиты и плагиогнейсы, ставролитовые, хлоритоидные и другие плагиосланцы с типоморфными кианитом, ставролитом, жедритом, антофиллитом, хлоритоидами и единственным калийсодержащим минералом – биотитом). В наиболее высокотемпературную стадию он сопровождается ультраметаморфическими явлениями селективного анатексиса и палингенеза – плагиомигматизацией и др., обуславливающими формирование гранитоидов в условиях гранулитовой фации формации эндербитов, амфиболитовой – тоналит-трондьемит-плагиогранитов.

Минимальная температура их выплавления 1000-1100°C и этот тип регионального метаморфизма и связанный с ним трондьемит-плагиогранитовый магматизм характерны для энсиматических островных дуг и внешних зон активных континентальных окраин андийского типа. Представителями являются комплексы Барроу в Шотландии, ваханская серия в Юго-Западном Памире, кассанский ком-

плекс в Срединном Тянь-Шане, метаморфические толщи гор Каракчатау, Чумкартау, Султанувайса и Восточного Каратегина в Южном Тянь-Шане. Представитель трондjemит-плагитогранитовой формации в Южном Тянь-Шане — Бокалинский интрузив в Букантау.

Г. Чарнокит-андалузит-сланцевый тип — это низкобарический региональный метаморфизм, с существенно калиевым геохимическим профилем минералообразования, при нормальном или несколько повышенном геотермическом градиенте (30-50°С/км) и литостатическом давлении до 5,5-6 кбар. Ему свойственна нормальная фациальная серия от филлитовой до гранулитовой фации, обуславливающая формирование наиболее распространенного формационного ряда метаморфических пород, преимущественно различных филлитов, слюдяных сланцев и гнейсов, амфиболитов, мигматитов, гранулитов и др.

Типоморфны низкобарические («антистрессовые») минералы: гиперстен, обыкновенная роговая обманка, куммингтонит, кордиерит, андалузит и др. В высокотемпературных зонах проявляются ультраметаморфические процессы селективного анатексиса и палингенеза, особенно интенсивные в водонасыщенных породах. По экспериментальным данным, при парциальном давлении паров воды порядка 2 кбар, температура их плавления, в зависимости от состава, колеблется от 640 до 700°С.

Этот тип регионального метаморфизма и связанный с ним гранитоидный магматизм проявляются в орогенном этапе развития складчатых поясов и характерны для сиалических островных дуг и внутренних зон активных континентальных окраин. В пределах Средней Азии, по А.В.Покровскому, он обусловил формирование многочисленных и разновозрастных «малоглубинных» метаморфических комплексов (Тохталыкский, Туркестанский, Байсунтауский, Северо-Нуратинский и др.) и основной массы орогенных нормальных гранитоидов S-типа.

Рассмотренные четыре петрохимических типа регионального метаморфизма охватывают все его многообразие и достаточно четко различаются термодинамическим, геохимическим и геодинамическим режимами. Реликты метаморфических преобразований метагипербазит-филлитового типа устанавливаются в основании чешуй офиолитов; часто в этих же чешуях проявлен и субдукционный эклогит-глаукофан-сланцевый тип метаморфизма. На отдельных участках развит эндербит-кианит-сланцевый тип метаморфизма, по-видимому, приуроченный к зонам обдукции «горячей» коры океанического типа и местам прорыва высокотемпературных флюидов («струи» метаморфизма). Наиболее распространен в аккреционной призме Южного Тянь-Шаня чарнокит-андалузит-сланцевый тип метаморфизма, к продуктам которого и приурочено большинство золоторудных месторождений.

Глава IV. МЕТОДЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Для восстановления геодинамических условий геологического прошлого большое, часто решающее, значение имеет принцип актуализма, согласно которому тектонические и вулканические процессы, которые мы наблюдаем и изучаем сегодня, в том же виде протекали и в геологическом прошлом.

В настоящее время практически никто не оспаривает тот факт, что складчатые пояса континентов произошли на месте прошлых океанов за счет сближения и столкновения ограничивающих их континентальных блоков. Это доказывается тем, что в складчатых поясах присутствуют океанические и островодужные комплексы, комплексы активных и пассивных континентальных окраин. В современной структуре они участвуют в тектонических покровах, надвинуты один на другой, но нет сомнений, что первоначально эти комплексы находились на несравненно больших расстояниях, чем сейчас.

Считается, что метод актуализма во всем его объеме может быть распространен лишь на последние 1-1,2 млрд. лет, т. е. на тот период, когда действовала тектоника литосферных плит. Чем дальше вглубь времен, тем все в меньшей степени мы можем опираться на актуалистические положения, хотя они остаются действительными в той или иной степени для всей истории Земли. Поэтому основным методическим приемом при геодинамических реконструкциях является изучение геологических формаций как индикаторов геодинамических обстановок эпох их формирования путем сопоставления их с эталонами.

В ходе исследований выделяются комплексы-индикаторы палеогеодинамических обстановок, устанавливается последовательность формирования и характер складчатых и разрывных нарушений, определяется направление перемещения масс при формировании шарьяжной тектоники. На заключительном этапе определяются главные стадии рудной минерализации и закономерности размещения рудных скоплений с целью создания прогнозно-минерагенической карты.

Для получения полной картины геодинамических процессов, сформировавших современную структуру площади, применяется формационный, структурно-метаморфический, палеомагнитный, палеоклиматический анализы.

Формационный анализ при геодинамических исследованиях

Важнейшей задачей формационного анализа при региональных геологических исследованиях является установление формационной принадлежности изучаемых геологических образований, что позволяет определить положение геологических тел в известных формационных классификациях и сделать по методу аналогии ряд выводов как эмпирического, так и генетического характера. При выделении геологических формаций, конкретных или абстрактных, используется совокупность структурно-вещественных и генетических признаков парагенезисов горных пород, слагающих геологические тела (Немцович, 1985):

- специфика вещественного состава парагенезисов горных пород, т. е. повторяемость определенных наборов горных пород, их количественных соотношений, литологических, петрохимических, геохимических особенностей;

- устойчивая повторяемость структуры парагенезисов горных пород — характера ритмичности, зональности геологических тел, взаимных пересечений пород, наличие фаз в составе магматических комплексов и пр.;

- однотипное положение геологических тел в структурно-вещественных комплексах определенного типа;
- устойчивая повторяемость во времени парагенезисов горных пород, их приуроченность к определенным стадиям, этапам развития тектономагматических циклов;
- специфика фациальных условий возникновения парагенезисов горных пород — особенности осадконакопления, климата, глубина становления магматических комплексов, характер соотношения магм с вмещающими толщами, особенности ассимиляционных процессов.

В соответствии с методикой В.М.Немцовича (1985) осуществляются следующие стадии формационного анализа:

1. Формационная диагностика выделенных при геологическом картировании групп пород, пачек, толщ, свит, магматических комплексов и других литостратиграфических и магматических подразделений.
2. Изучение зональности, ритмичности, цикличности в строении отдельных конкретных геологических формаций.
3. Генетический анализ (тектонический, фациальный, петрогенетический) выделенных геологических формационных подразделений с сопоставлением данных об их возрасте, тектоническом положении, условиях образования и размещения абстрактных формационных подразделений.
4. Выделение вертикальных и латеральных рядов геологических формаций на основе обобщения данных о тектонической позиции фациальной изменчивости изучаемых геологических образований с сопоставлением выделяемых конкретных рядов формаций с типовыми формационными рядами по историко-геологическим и фациальным признакам.

Особое внимание необходимо обращать на признаки-индикаторы, позволяющие определить условия накопления толщ: состав кластического материала (показатель областей сноса), окатанность и сортировка (показатель способа переноса), состав цемента (показатель фоновых условий накопления), химизм осадочных и вулканогенных пород (сравнение с эталонами для установления аналогов). На этой основе реставрируются геодинамические обстановки формирования формаций, а смена их во времени (вертикальные формационные ряды) позволяет сделать выводы об истории геологического развития конкретного блока земной коры.

Для определения геодинамических обстановок в области сноса используются диаграммы, разработанные В.Р.Диккенсоном и Х.А.Сукреком, в которых отстраиваются по результатам подсчета в шлифах из песчаников соотношения обломочных зерен кварца (Q_m), кремней (Q_p), плагиоклаза (P), калиевого полевого шпата (K), вулканических пород (L_v), осадочных пород (L_s). При построении диаграмм также используются коэффициенты: $Q = Q_m + Q_p$; $F = K + P$; $L = L_v + L_s$; $L_t = Q + L$. Эти дискриминантные диаграммы основаны на установленных фактах ассоциации богатых кварцем пород с пассивными континентальными окраинами, в то время как обедненные кварцем породы являются большей частью продуктами перемыыва вулканогенных образований в области магматических островных дуг, а породы с промежуточными содержаниями кварца в основном ассоциируют с активными континентальными окраинами.

М.Бхатия и Р.Круком (Bhatia, Crook) разработана методика выявления геодинамических условий формирования граувакковых толщ и турбидитных комплексов терригенных пород в разрезах складчатых областей на основании анализа содер-

жаний в них малых и редких элементов и составление дискриминантных диаграмм торий-лантан-скандий, кобальт-торий-цирконий, скандий-торий-цирконий; отношение лантана к иттрию — отношение скандия к цирконию, отношение титана к цирконию — отношение лантана к скандию, лантан-торий, позволяющих достаточно точно диагностировать формации внутриокеанического происхождения, формация океанических и окраинно-материковых островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин.

Для использования данных о химическом составе песчаников при установлении геодинамических условий их формирования, М.Бхатия (Bhatia, 1983) в качестве эталонов выбрал палеозойские породы Восточной Австралии и разработал 4 диаграммы. В основу этих диаграмм положен ряд зависимостей. Так, в песчаниках наблюдается уменьшение $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и уменьшение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ от океанических островных дуг к континентальным островным дугам, активным и пассивным континентальным окраинам. Песчаники в океанических островных дугах характеризуются высоким содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (8-14%); TiO_2 (0,8-1,4%) и низким $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,23-0,33%) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,3-0,4%). Песчаники континентальных островных дуг могут отличаться от океанических островных дуг низким $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (5-8%); TiO_2 (0,5-0,7%) и высоким $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,15-0,22%) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,4-0,8%). Песчаники активных континентальных окраин характеризуются низким $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (2-5%); TiO_2 (0,25-0,45%) и отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, равным единице. Песчаники пассивных окраин обычно обогащены SiO_2 и содержат незначительное количество Na_2O , CaO и TiO_2 .

Использование палеонтологических данных для геодинамических реконструкций предполагает наличие возможно полных знаний о тафономии и палеоэкологии используемых для этого групп древних организмов. Ниже приводится анализ вероятных условий обитания отдельных групп организмов или их ассоциаций.

Простейшие — фораминиферы, радиолярии. Указывают на пелагические условия при нормальной солености.

Низшие многочисленные губки, археоциаты, строматопоры, рецентакулиты и пр. Существовали в теплых мелководных обстановках и могли создавать органогенные постройки.

Коралловые полипы — морские мелководные колониальные организмы, создающие органогенные постройки в условиях нормальной солености и температуры при незначительных их колебаниях.

Трилобиты. Обитали в морских условиях, на небольших глубинах, преимущественно с тонким (алевропелитовым) осадконакоплением.

Мшанки. Вели бентосный образ жизни, в морских условиях при нормальной солености и совместно с другими организмами могли образовывать органогенные постройки.

Иглокожие — криноидеи. Преимущественно прикрепляющиеся бентосные организмы, обитающие в сравнительно мелководных участках морских бассейнов.

Граптолиты. Вели морской планктонный образ жизни и обитали преимущественно в низких широтах и на удалении от берега.

Цианофиты — микрофитолиты, онколиты, строматолиты. Являются индикаторами фотической зоны.

Таким образом, учитывая известный ориктоценоз, возможно определять различные зоны морских бассейнов — литораль, сублитораль, пелагиаль; близость или

удаленность береговой линии; в некоторых случаях соленость, гидродинамику, биопродуктивность и т. д.

Фациальные исследования

Если формации и их закономерные сочетания характеризуют определенные опорные геодинамические обстановки, то фации, как части формации, представляют геологические тела, возникшие в какой-то более локальной обстановке, являющейся частью более общей (опорной) обстановки. С помощью анализа фаций восстанавливаются палеогеографические обстановки осадконакопления — комплекс условий осадконакопления (тектонических, географических, физико-химических и биологических), определявший формирование осадочных образований на том или ином участке земной поверхности.

Фациальный анализ, проводимый с целью детализации опорных геодинамических обстановок, можно подразделить на следующие основные операции: выделение внутри толщ, свит, формаций геологических тел, состоящих из одной породы или совокупности пород, обладающих общностью литологического состава, комплексов органических остатков и текстурных особенностей, свидетельствующих о сходстве условий их образования; установление закономерных сочетаний фаций по латерали и вертикали в пределах свит и толщ с построением латеральных и вертикальных рядов фаций, фациальных схем и разрезов; реконструкция по фациям и их рядам палеогеографических обстановок, по которым определяются геодинамические режимы.

Определения геодинамических обстановок формирования магматических пород

Определения геодинамических обстановок по вулканогенным породам

Для определения геодинамических обстановок по вулканогенным породам существует большое количество диаграмм различных авторов. В известной 6-ти томной монографии «Магматические горные породы» (М.: Наука, 1987. — Т. 6) рекомендуется определенная последовательность действий при определении серийной принадлежности пород (рис. 7). В соответствии с этими рекомендациями, изучаемая выборка химических составов магматических пород подвергается следующей процедуре: 1) выделение рядов щелочности (щелочных, субщелочных, с одной стороны, и нормальной щелочности — с другой); 2) разделение пород нормальной щелочности на толеитовые и известково-щелочные, пород повышенной щелочности — на субщелочные и щелочные; 3) разделение всех выделенных совокупностей пород по величине отношения K_2O/Na_2O . Приняты следующие критерии разделения магматических серий:

1. Отделение толеитовых и известково-щелочных серий от субщелочных и щелочных проводится на графике $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ по уравнениям: $K_2O + Na_2O = 0,3694 SiO_2 - 14,3917$ (при $SiO_2 < 67\%$) и $K_2O + Na_2O = 7,9205 SiO_2$ (при $SiO_2 > 67\%$) (эта граница близка к критерию Макдональда — Куно).

2. Разделение толеитовой и известково-щелочной серий проводится на графике $FeO^*/MgO - SiO_2$ по уравнению $FeO^*/MgO = 0,1562 SiO_2 - 6,685$.

3. Разделение субщелочных и щелочных серий проводится по отсутствию (для первых) или наличию (для вторых) модалных фельдшпатоидов (нефелин, лейцит

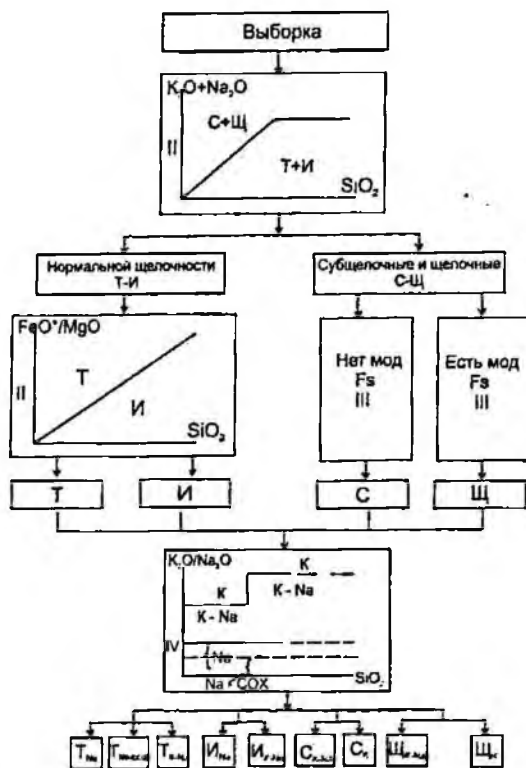


Рис. 7. Схема последовательности операций (I-IV) при дискриминации петрохимических серий с помощью ЭВМ из выборки химических анализов изверженных пород конкретных геодинамических обстановок.

$K_2O/Na_2O < 2,5$ (для кислых составов) — калиево-натриевая субщелочная и $K_2O/Na_2O > 2,5$ (для кислых составов) — калиевая серия. Помимо перечисленных серий, необходимо выделение в составе натриевой серии более дробной величины — натриевой серии срединно-океанических хребтов (Na-COX). Линия, проходящая через значение отношения $K_2O/Na_2O = 0,1$ на диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$, достаточно надежно разделяет поля составов толеитовых базальтов COX и островных дуг, что чрезвычайно важно при выработке критериев индикаторного магматизма.

В итоге выделяются следующие петрохимические серии: натриевая толеитовая (T_{Na}), натриевая срединно-океанических хребтов и калиево-натриевая толеитовая (T_{Na-COX} , T_{K-Na}); натриевая и калиево-натриевая известково-щелочная (I_{Na} , I_{K-Na}); калиево-натриевая и калиево-щелочная ($Щ_{K-Na}$, $Щ_K$).

1. Толеитовая (T_{Na} , T_{Na-COX} , T_{K-Na}) серия включает базальты, андезибазальты, андезиты (исландиты) и небольшие объемы дацитов и риолитов. Содержание SiO_2 в большинстве случаев находится в пределах 48-63% (модальное среднее содержание SiO_2 — 53%). В основной массе присутствуют авгит и пижонит. Характерен тренд обогащения железом.

2. Известково-щелочная (I_{Na} , I_{K-Na}) серия включает большие объемы андезитов, дацитов и риолитов при подчиненной роли базальтов и андезибазальтов. Содержание SiO_2 колеблется от 52 до 70% (среднее модальное содержание SiO_2 — 59%).

и др.), а также по другим показателям повышенной щелочности. В областях изученных составов эта граница проходит приблизительно по 7-10% нормативного фельдшпатоида.

Выделение натриевых (Na), калиево-натриевых (K - Na) и калиевых (K) серий проведено на графике (K_2O/Na_2O) - SiO_2 . Вполне надежно такое деление осуществляется для основных и средних пород; для кислых пород, начиная с составом с 64% SiO_2 , оно менее достоверно. Кроме того, граница раздела полей составов калиево-натриевых и калиевых серий для основных и средних пород, с одной стороны, и кислых — с другой, делает резкий изгиб. Это связано со спецификой химизма шошонит-латитовых ассоциаций и находится в соответствии с принципами генеральной классификации и номенклатуры изверженных горных пород. Таким образом, положение различных по щелочности серий на диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$ следующее: $K_2O/Na_2O < 0,25$ — натриевая серия; $K_2O/Na_2O < 1$ (для основных и средних составов) и

В основной массе присутствует ортопироксен, а пижонита нет. Отсутствует тренд обогащения железом.

3. Субщелочная калиево-натриевая (C_{K-Na}) серия объединяет субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджериты, трахиты, трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты. С ростом содержания в породах SiO_2 наблюдается закономерное увеличение их железистости. Аналогичная тенденция устанавливается и для клинопироксенов в ряду основные – средние – кислые породы.

Субщелочная калиевая ($C_{K-Na, K}$) серия, петрографическим эквивалентом которых являются шошонитовые серии, образована породами от абсарокитов и шошонитов до латитов и калиевых риолитов. Все они, как и породы известково-щелочной серии, характеризуются отсутствием тренда обогащенности клинопироксенов и пород в целом железом. Шошониты, латиты, трахиты и другие связанные с ними породы составляют лишь малую долю (2,5%) всех известных на Земле вулканических пород. Петрографическое содержание шошонитовой серии пересмотрено и значительно расширено в последние годы. Базиты составляют примерно 50%, средние породы 40%, а дациты – только 10% общего объема пород. В базальтах шошонитовой серии преобладает ассоциация вкрапленников оливин + авгит + магнетит с более редким плагиоклазом, амфиболом, биотитом и ортопироксеном, иногда санидином.

4. Щелочная ($Щ_{K-Na, K}$) серия, содержащая фельдшпатоиды (нефелин, лейцит), а также щелочные темноцветные минералы и др., отличается от субщелочных более высоким содержанием щелочей и в среднем более низкими содержаниями кремнезема (обычно 44–47% SiO_2).

Для более точного определения геодинамической обстановки формирования пород используются также диаграммы: Rb-Sr (Ферштатер, 1987), Rb-(Y+Nb), Y- SiO_2 , Yb-SiO (Pearce, 1984), Ti/Cr-Ni (Beccaluva, 1979), TiO_2 -Zr (Pearce, Cann, 1973), K-P (Шульц, 1991), La/Yb – K (Балашов, 1976), A-F-M (Kuno, 1959), K_2O - SiO_2 (Mackenzie et al., 1972) и др. (рис. 8–15).

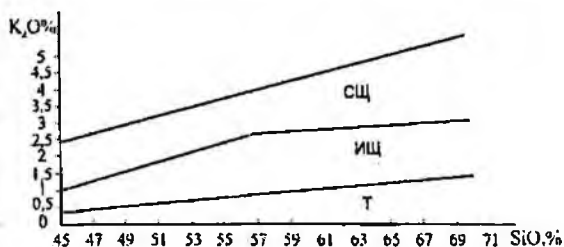


Рис. 8. Диаграмма K_2O - SiO_2 (Ефремова и др., 1985 г.). Поле серии: Т – толеитовой, ИЩ – известково-щелочной, СЩ – субщелочной.

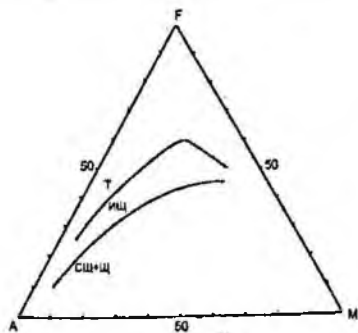


Рис. 9. Диаграмма A-F-M по Уизджеру и Куно (Ефремова и др., 1985 г.). Поле серии: Т – толеитовой, ИЩ – известково-щелочной, СЩ+Щ – субщелочной и щелочной.

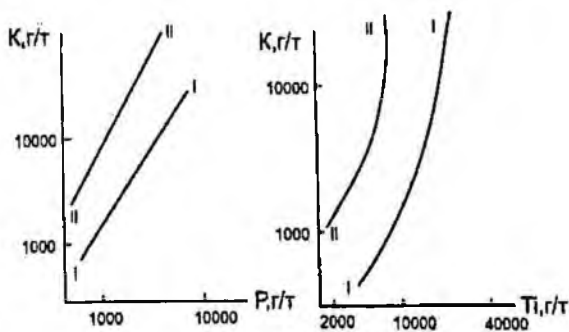


Рис. 10. Диагностические диаграммы K-P и K-Ti для определения геодинамических обстановок формирования вулканических пород. I – тренд океанических базальтов, II – тренд базальтов островных дуг (Шульц, 1991 г.).

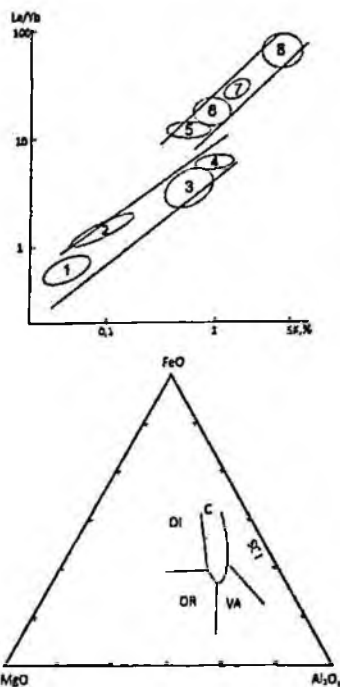


Рис. 12. Диаграмма FeO–MgO–Al₂O₃. Выделены поля базальтов океанических хребтов OR, океанических островов OI, континентальных базальтов C, пород вулканических островных дуг VA, базальтов островных центров спрединга SCI (Pearce, 1984).

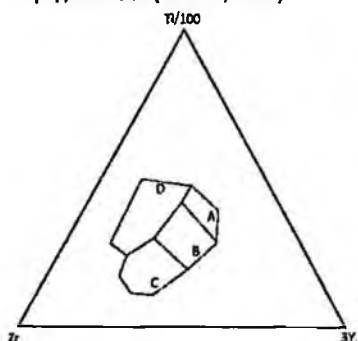


Рис. 14. Дискриминантная диаграмма Ti/100–Zr–3Y для расчленения базальтов различного происхождения (Pearce et al., 1984). Внутриплитные базальты (т. е. базальты океанических островов и континентальные базальты – WPB) попадают в поле D, базальты океанического ложа (OFB) – в поле В, низкокальциевые толеиты (ЛКТ) – в поля А и В, известково-щелочные базальты (СAB) – в поля С и В.

Рис. 11. Корреляция отношений La/Yb с концентрацией К в первичных магмах – толеитах, высокоглиноземистых и щелочных базальтах различных провинций (по Ю.А.Балашову, 1976). 1 – толеиты океанического дна; 2 – высокоглиноземистые толеиты – траппы Сибирской платформы; 3 – континентальные толеиты – траппы Сибирской платформы; 4 – высокоглиноземистые базальты Курильских островов и Камчатки; 5 – пикриты и щелочные базальты Стилс Маунтэн; 6 – пикриты и базальты серии умеренной щелочности Гавайских островов; 7 – мелилитовые базальты серии повышенной щелочности Восточно-Африканского рифта; 8 – меланократовые разности калиевой щелочной серии Западного Африканского рифта.

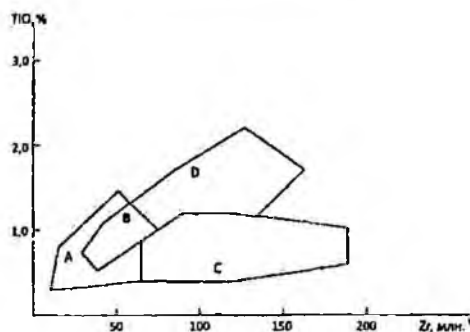


Рис. 13. Дискриминантная диаграмма Ti/100–Zr–3Y для расчленения базальтов различного происхождения (Pearce et al., 1984). Внутриплитные базальты (т. е. базальты океанических островов и континентальные базальты – WPB) попадают в поле D, базальты океанического ложа (OFB) – в поле В, низкокальциевые толеиты (ЛКТ) – в поля А и В, известково-щелочные базальты (СAB) – в поля С и В.

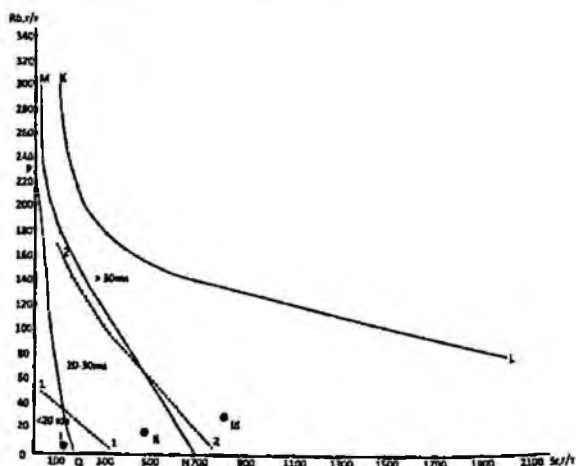


Рис. 15. Диаграмма Rb–Sr для разграничения вулканических серий (Ферштаттер, 1987). Поля пород производных различных типов магм: PQO – толеитовой океанической, QPMN – толеитовой, континентальной и островодужной, MNKL – толеитовой повышенной щелочности, андезитовой и латитовой, LK – латитовой, щелочно-базальтовой. Средние составы базальтов: I – океанических, II – континентальных, III – щелочных; 2–2 – линии, ограничивающие поля составов магматических пород в зависимости от мощности коры.

Определения геодинамических обстановок по гранитоидным породам

Для определения геодинамической обстановки формирования гранитоидов по петрохимическим данным применяются диаграммы: Rb-Sr (Ферштатер, 1987), Rb-(Y + Nb), Rb-(Yb + Ta), Nb-SiO₂, Ta-SiO₂, Rb-SiO₂ (Pearce et al., 1984) (рис. 15-18).

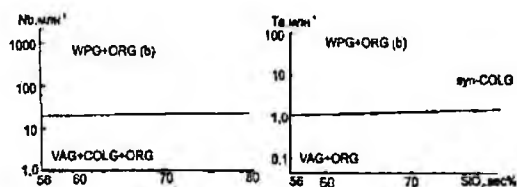


Рис. 16. Вариационные диаграммы отношений SiO₂ к Nb и Ta для синколлизионных гранитов *syn* - COLG, островодужных гранитоидов VAG, внутриплитных гранитов WPG, плагиигранитов COX ORG (Pearce et al., 1984).

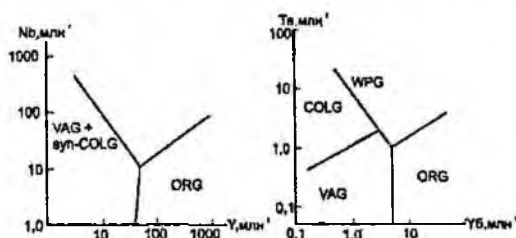


Рис. 17. Дискриминантные диаграммы Nb-Y и Ta-Yb для синколлизионных гранитов *syn* - COLG, островодужных гранитоидов VAG, внутриплитных гранитов WPG, плагиигранитов COX ORG (Pearce et al., 1984).

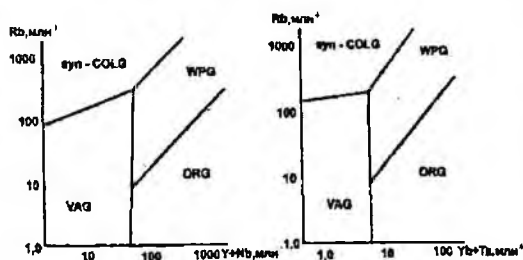


Рис. 18. Дискриминантные диаграммы Rb-(Y + Nb) и Rb-(Yb + Ta) для синколлизионных гранитов *syn* - COLG, островодужных гранитоидов VAG, внутриплитных гранитов WPG, плагиигранитов COX ORG (Pearce et al., 1984).

Принципы выделения магматических комплексов

Как уже говорилось выше, на современных картах крупного и среднего масштаба магматические образования обозначаются в ранге магматических комплексов (рис. 19). Выделение самостоятельных магматических комплексов – это сложная задача, решение которой требует специальных пояснений, которые приведены в Петрографическом кодексе РУз (2002 г.).

Вулканические комплексы и осадочно-вулканические ассоциации. Вулканический комплекс – это конкретная ассоциация (парагенез) вулканических (эффузивных, вулканокластических, гипабиссальных) горных пород, слагающих геологические тела (покровные, экструзивные, жерловые, субвулканические, близповерхностные и гипабиссальные) и их совокупности, располагающиеся в пределах конкретной структурно-формационной зоны. Вулканические породы комплекса составляют закономерную, последовательную во времени ассоциацию, обладающую общими чертами состава, морфологии, строения и соотношения с вмещающей средой, указывающими на их образование в течение единого вулканического процесса в определенный отрезок геологического времени.

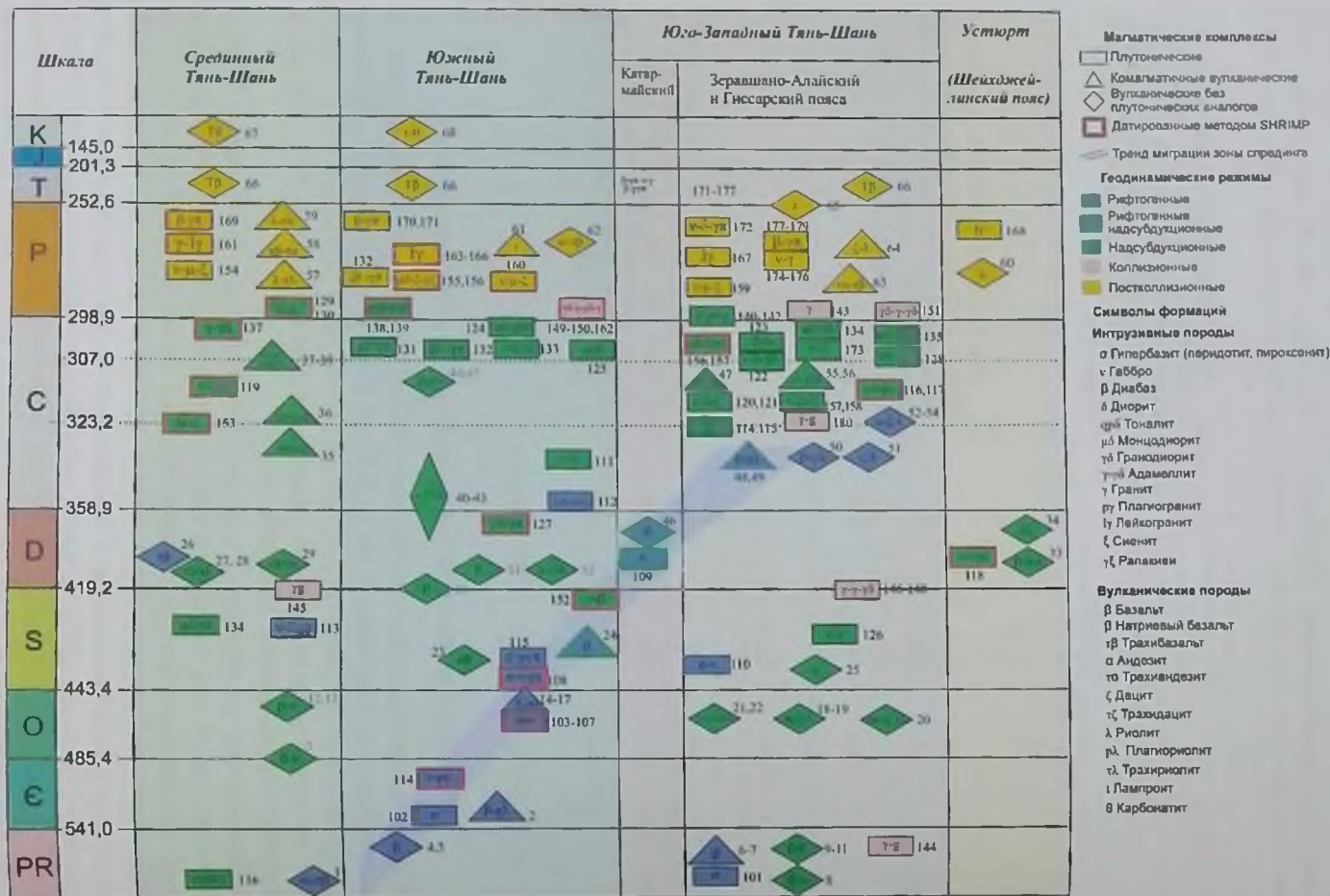


Рис. 19.

Рис. 19. Схема корреляции магматических комплексов Узбекистана. Вулканоэволюционные и вулкано-осадочные комплексы: 1 — шораушуйский позднепротерозойский трахиандезит-трахибазальтовый (та-тр PR δr), 2 — каракудукский кембрийский метабазальт-плагииориолитовый (β-рЛ E kr), 3 — сандалашский кембро-ордовикский базальт-андезитовый (β-α E-O₂ sn), 4 — кокпатаасский позднепротерозойский метабазальтовый (βR₂ kr), 5 — тасказганский позднепротерозойский метабазальтовый (βR₂ ts), 6 — сарыкульский условно протерозойский метабазальтовый (βPR? sr), 7 — зараутский протерозойский метабазальтовый (βPR zr), 8 — айлянгарский протерозойский метабазальт-андезитовый (β-α PR al), 9 — ходжабузарибский протерозойский метабазальт-риолитовый (β-л PR hd), 10 — маляндский протерозойский метабазальт-риолитовый (β-л PR ml), 11 — хандизинский протерозойский метабазальт-риолитовый (β-л PR hn), 12 — бешторский средне-позднеордовикский базальт-андезитовый (β-α O₂ bš), 13 — аюторский позднеордовикский базальт-андезитовый (β-α O₂ at), 14 — канский ордовик-силурийский метабазальтовый (β O-S kn), 15 — кумбулакский ордовик-силурийский метабазальтовый (β O-S km), 16 — учкудуктауский ордовик-силурийский метабазальт-плагииориолитовый (β-рЛ O-S uc), 17 — маджерумский ордовик-силурийский метабазальтовый (β O-S md), 18 — казаксуйский и шурукский средне-позднеордовикские андезит-дацит-риолитовые (α-ζ-λ O₂ kz), 19 — алтыаульский средне-позднеордовикский андезит-дацит-риолитовый (α-ζ-λ O₂ al), 20 — шахриомонский позднеордовикский трахиандезит-трахидацит-трахириолитовый (та-тζ-тЛ O₂ sh), 21 — маставатский средне-позднеордовикский метабазальт-риолитовый (β-λ O₂ ms), 22 — обизаранский позднеордовикский метабазальт-риолитовый (шβ-λ O₂ ob), 23 — кушумбайский (косбулакский) ранне-позднесилурийский андезибазальтовый (αβS₂ kš), 24 — джазбулакский раннесилурийский базальтовый (β S, dš), 25 — учкудукский раннесилурийский риолитовый (λS, uc), 26 — чимкурганский ранне-среднедевонский трахибазальтовый (трD₂ ct), 27 — бандский ранне-среднедевонский трахидацит-трахириолитовый (тζ-тЛ D₂ b), 28 — калкантинский ранне-среднедевонский трахидацит-трахириолитовый (тζ-тЛ D₂ kd), 29 — катрангинский ранне-среднедевонский трахибазальт-трахиандезитовый (тр-та D₂ kt), 30 — султаниуздагский позднесилурийский раннедевонский метабазальтовый (βS₂-D₂ al), 31 — джамансайский раннедевонский метабазальтовый (βD, dš), 32 — бешмазарский раннедевонский андезит-дацит-риолитовый (α-ζ-λ D₂ bš), 33 — шейхджелпинский ранне-среднедевонский базальт-андезит-риолитовый (β-α-λ D₂ sh), 34 — кунячичский средне-позднедевонский андезидацитовый (αζD₂ kn), 35 — уинский ранне-среднекаменноугольный трахибазальт-трахиандезит-трахитовый (тр-та-т C₂ u), 36 — минбулакский среднекаменноугольный трахиандезит-трахидацитовый (тр-та-тζC₂ bl), 37 — болгалинский среднекаменноугольный трахиандезит-трахидацитовый (та-тζC₂ bl), 38 — акчинский среднекаменноугольный андезит-дацитовый (α-ζC₂ ak), 39 — надакский (карабауский) средне-позднекаменноугольный трахиандезит-дацит-риолитовый (та-ζ-λC₂ nd), 40 — тубабергенский позднедевонский-среднекаменноугольный пикрит-трахибазальт-трахиандезитовый (ш-тр-та D₂-C₂ tb), 41 — карашахский среднедевонский-среднекаменноугольный трахибазальт-трахитовый (тр-та D₂-C₂ kr), 42 — елемесащинский раннедевонский-среднекаменноугольный трахибазальт-трахитовый (тр-та D₂-C₂ al), 43 — шавазский раннедевонский-среднекаменноугольный пикрит-трахибазальтовый (ш-тр D₂-C₂ šv), 44 — беркуттауский (ашениттауский) среднекаменноугольный базальт-андезит-риолитовый (β-α-λC₂ br), 45 — сангунтауский (балпантауский) среднекаменноугольный базальт-андезит-дацитовый (β-α-ζ C₂ sn), 46 — джиландинский условно девонский базальт-анкармитовый (βD? dš), 47 — катгасайский раннекаменноугольный андезит-трахиандезит-риолитовый (α-та-λC₂ kt), 48 — каратагский раннекаменноугольный базальт-плагииориолитовый (β-рЛC₂ kr), 49 — чотнаушурский раннекаменноугольный базальт-плагииориолитовый (β-рЛC₂ čn), 50 — ойнамакский раннекаменноугольный базальт-дацит-риолитовый (β-ζ-λ C₂ o), 51 — вахшиварский раннекаменноугольный дацит-риолитовый (ζ-λ C₂ vñ), 52 — якхаонинский среднекаменноугольный андезит-дацит-риолитовый (α-ζ-λ C₂ t), 53 — кулмансурский среднекаменноугольный андезит-дацит-риолитовый (α-ζ-λ C₂ kl), 54 — сагдорский среднекаменноугольный андезит-дацит-риолитовый (α-ζ-λ C₂ sg), 55 — тамшушский средне-позднекаменноугольный трахиандезит-трахит-трахириолитовый (та-т-тЛC₂ tm), 56 — хаузский средне-позднекаменноугольный трахиандезит-трахит-трахириолитовый (та-т-тЛC₂ hz), 57 — оясайский раннепермский риолит-трахириолитовый (λ-тЛP₂ os), 58 — шурабсайский раннепермский трахибазальт-трахиандезитовый (тр-та P₂ šr), 59 — кызылнуринский верхнепермский риолит-трахириолитовый (λ-тЛ P₂ kš), 60 — гауркалинский пермский риолитовый (λP gk), 61 — карашохинский раннепермский лампроитовый (λ P₂ kr), 62 — кунгуртепинский условно пермский пикрит-трахибазальтовый (ш-тр P₂ kn), 63 — кайракский условно пермский трахиандезит-трахибазальтовый (та-тр P₂ kr), 64 — любчикий пермский дацит-риолитовый (ζ-λ P₂), 65 — ханакинский пермотриасовый риолитовый (λP-T hk), 66 — южнотяньшанский условно средне-познетриасовый щелочно-базальтоидный (тβT₂? j), 67 — ангрэн-джигаристанский раннемеловой щелочно-базальтоидный (тβ K₂ ad), 68 — чагатайский условно меловой трахит-карбонатитовый (т-βK? c).

Плутонические комплексы. Дунит-периодитовая формация: 101 — диймалекский позднепротерозойский метабазальтовый (α PR d), 102 — султаниуздагский кембрийский гипербазит-габбровый (α-v E s), 103 — южнофарганский ордовик-силурийский гипербазит-габбровый (α-v O-S kn), 104 — учкудуксайский ордовик-силурийский гипербазит-габбровый (α-v O-S uc), 105 — нуратинский ордовик-силурийский гипербазит-габбровый (α-v O-S m), 106 — кумбулакский ордовик-силурийский метабазальтовый (αO-S k), 107 — букантауский ордовик-силурийский гипербазит-габбро-плагиигранитовый (α-v-рy O-S b), 108 — тескудукский силурийский гипербазит-габбро-плагиигранитовый (α-v-рy S ts), 109 — катармайский

условно девонский метабазит-габбро-диорит (σ D7 k), 110 – кундаджуазский раннекаменноугольный гипер-базит-габбровый (σ-υ C, k). *Габбро-пироксенит-диоритовая формация*: 111 – шавазский раннекаменно-угольный пироксенит-габбровый (υ-υ C, k), 112 – тебинбулакский раннекаменноугольный перидотит-пироксенит-габбровый (υσ-υ-υ C, k). *Габбро-диорит-плаггиогранитовая формация*: 113 – каракинский додевонский габбро-диорит-плаггиогранитовый (ν-δ-руа D k), 114 – кахралысайский кембрийский габбро-плаггиогранитовый (ν-руу E k), 115 – тамдынский (дайковый) силурийский габбро-плаггиогранитовый (β-руп S d), 116 – танхазыский среднекаменноугольный габбро-тоналит-плаггиогранитовый (ν-qrδ-ру C, k), 117 – чошский среднекаменноугольный габбро-тоналит-плаггиогранитовый (ν-qrδ-ру C, k), 118 – зенгебо-бинский девонский габбро-диорит-плаггиогранитовый (ν-δ-ру D z). *Габбро-диорит-гранитовая формация*: 119 – карамазарский среднекаменноугольный габбро-диорит-гранитовый (ν-δ-у C, k), 120 – кульджуктауский средне-позднекаменноугольный габбро-гранитоидный (ν-у C, k), 121 – атакмарский среднекаменноугольный габбро-диорит-гранодиоритовый (ν-δ-у C, a), 122 – алатагский среднекаменноугольный габбро-диорит-гранодиоритовый (ν-δ-у C, a), 123 – зарафшанский (дайковый) средне-позднекаменноугольный диабаз-диоритовый (β-δп C, z). *Тоналит-гранодиоритовая формация*: 124 – бокалинский позднекаменноугольный тоналит-трондjemитовый (qrδ-руб C, b), 125 – актауский позднекаменноугольный трондjemитовый (ру C, k), 126 – чакчарский условно раннесилурийский габбро-банатитовый (ν-δ S, k), 127 – каракутанский позднедевонский диорит-гранитоидно-порфировый (δ-упп D, k), 128 – зеварский средне-позднекаменноугольный гранодиорит-адамеллитовый (уδ-уδ C, z). *Монодиорит-гранитовая формация*: 129 – карабашский додевонский моногранодиорит-адамеллитовый (руδ-у-уδ D, k), 130 – каратагатинский додевонский монодиорит-гранитовый (уδ-у а D, k), 131 – кокпатаасский позднекаменноугольный монодиорит-гранодиоритовый (уδ-уδ C, k), 132 – мурунтауский пермский сиенодиорит-гранофировый (δδ-упп C, m), 133 – каттаинский позднекаменноугольный габбро-диорит-гранодиоритовый (ν-δ-уδ C, k), 134 – яхтонский позднекаменноугольный монодиорит-гранодиоритовый (уδ-уδ C, k), 135 – шалканский позднекаменноугольно-раннепермский монодиорит-адамеллитовый (уδ-у-уδ C, P, k). *Адамеллит-гранитовая формация*: 136 – бешторский протерозойский адамеллит-гранитовый (у-уδ-у PR p), 137 – кызылсайский средне-позднекаменноугольный адамеллитовый (у-уδ C, k), 138 – сарытауский позднекаменноугольно-раннепермский трондjemит-адамеллитовый (руδ-у-уδ C, P, s), 139 – казехтауский позднекаменноугольно-раннепермский адамеллитовый (у-уδ C, P, k), 140 – захудукский позднекаменноугольно-раннепермский гранит-адамеллитовый (у-у-уδ C, P, z), 141 – авгайджуманский позднекаменноугольный адамеллит-гранитовый (у-уδ-у C, a), 142 – гиссарский позднекаменноугольный адамеллит-гранитовый (у-уδ-у C, k), 143 – хурсантагский позднекаменноугольно-раннепермский гранитов повышенной глиноземистости (у C, P, h). *Мигматит-гранитовая формация*: 144 – сурхангау-байсунтауский протерозойский мигматит и гранито-гнейсовый (у PR sb). *Гранитовая формация*: 145 – кызатинский верхнесилурийский гранитовый (у S, k), 146 – байсууский силурийский гранит-адамеллитовый (у-у-уδ S sb), 147 – сурханский силурийский гранитовый (у S sr), 148 – бахчинский силурийский лейкогранитовый (у S, D, b), 149 – алтынтауский позднекаменноугольный-раннепермский гранодиорит-адамеллит-гранитовый (уδ-у-уδ-у C, P, a), 150 – шуракский позднекаменноугольный-раннепермский гранодиорит-адамеллитовый (уδ-у-уδ C, P, k), 151 – каратюбе-зирабулакский позднекаменноугольный-раннепермский адамеллит-гранитовый (у-уδ-у C, P, k). *Габбро-диабазовая формация*: 152 – малыгузарский позднесилурийский габбро-диабазовый (ν-β S, m). *Моноцит-сиенитовая формация*: 153 – алмалыкский ранне-позднекаменноугольный сиенодиорит-сиенитовый (δδ-ξ C, a), 154 – бабайобский пермский габбро-моноксит-сиенитовый (ν-μ-ξ P, b), 155 – джамансайский пермский сиенитовый (ξ P dz), 156 – саутбайский кыргынский позднекаменноугольный монодиорит-сиенит-граносиенитовый (уδ-ξ-уξ P st), 157 – кыргынский среднекаменноугольный монодиорит-сиенит-граносиенитовый (уδ-ξ-уξ C, k), 158 – мачетлинский средне-позднекаменноугольный габбро-сиенит-граносиенитовый (ν-ξ-уξ C, k), 159 – алмалысайский пермский габбро-моноксит-сиенитовый (ν-μ-ξ P a). *Формация рапакиви*: 160 – кошрабадский раннепермский габбро (эссексит)-сиенит-граносиенитовый (εν-ξ-уξ P, k). *Формация субвулканических лейкогранитов*: 161 – арашанский пермский гранит-лейкогранитовый (у-у P ar), 162 – северотамдынский пермский адамеллит-гранитовый (у-уδ C, P, st), 163 – чарыктинский лейкогранитовый (у P k), 164 – шохетауский пермский лейкогранитовый (у P k), 165 – каратауский пермский лейкогранитовый (у P k), 166 – тозбулакский пермский гранит-лейкогранитовый (у-у P k), 167 – обизарангский пермский лейкогранитовый (у P o), 168 – кубатауский пермский лейкогранитовый (у P k). *Габбро-гранитовая формация*: 169 – канимансурский (дайковый) пермский диабаз-гранит-порфировый (β-упп k), 170 – центрально-букантауский (дайковый) пермский диабаз-гранитоид-порфировый (β-упп cb), 171 – северо-нуратинский (дайковый) пермский диабаз-гранитоид-порфировый (β-упп sn), 172 – центрально-кульджуктауский (дайковый) пермский одинит-диорит-гранитоид-порфировый (ν-δ-упп P k), 173 – зарабагский позднекаменноугольный габбро-гранитовый (ν-у C, z), 174 – гурмакский пермский габбро-гранитовый (ν-у P gm), 175 – поджурский пермский габбро-гранитовый (ν-у P r), 176 – шатрутский пермский габбро-гранитовый (ν-у P k), 177 – сангардакский (дайковый) диабаз-гранитоид-порфировый (β-упп sn), 178 – кшутский (дайковый) диабаз-плаггиогранит-порфировый (β-упп k), 179 – кутитангский (дайковый) пермский диабаз-гранофировый (β-упп kg), 180 – полабулакский гнейсо-гранитоидный ниже-среднекаменноугольный (у C, k).

Важнейшим признаком вулканического комплекса, как конкретного проявления магматической (вулканической) формации, является постоянство или упорядоченность изменения его структурно-вещественных параметров, обусловленных проявлением определенного вулканического ритма. Физические границы комплекса — резкие нарушения постоянства или направленности его петрографических и структурных признаков (т. е. внутренней упорядоченности), выражающиеся в нарушениях гомодромности, антидромности, контрастности состава, постоянства порядка перемежаемости вулканитов различного состава и др. Такие нарушения упорядоченности признаков вулканического комплекса, как правило, совпадают с отчетливыми крупными перерывами в вулканическом процессе.

Примечание 1. «Вулканиты» — термин свободного пользования для субвулканических, покровных вулканических и вулканогенных образований от гипабиссальных пород корневых частей вулканов и излившихся на поверхность лав (собственно эффузивов) до пирокластических и осадочно-пирокластических пород. «Покровными» называются все вулканические образования (лавовые, вулканокластические), последовательно накапливающиеся в наземных и подводных условиях. Вулканическая фаза (как продукт процесса) — это совокупность внутренне однородных вулканических тел, сложенных горными породами устойчивого (или плавно изменяющегося) состава с общими структурно-текстурными признаками, сформировавшимися в определенную стадию (фазу) вулканической деятельности, являющуюся частью единого вулканического процесса. Вулканические породы фазы отделены от других фаз (фазовых тел) поверхностями раздела (границами), отчетливо фиксируемыми при полевых визуальных наблюдениях. Вулканические фазы, формирующиеся в ходе однонаправленного вулканического процесса в определенном интервале геологического времени в конкретном регионе, составляют вулканический комплекс.

Примечание 2. Понятие «фаза» для вулканитов имеет несколько иное содержание, чем для интрузивных образований. Это обусловлено сложностью и разнообразием проявлений процесса вулканизма, в результате чего фазовые взаимоотношения, отражающие границу между различными извергавшимися порциями вулканитов, возможны как между отдельными отличными по своим структурно-вещественным признакам покровными образованиями (наиболее четко отражающими эти границы), так и между экструзивно жерловыми и субвулканическими образованиями, где установление различий между фазовыми и фаціальными (по глубинности образования) отношениями требует особо тщательно документированных наблюдений.

Вулканическая фация — обособленное, ограниченное по площади геологическое тело (часть вулканической постройки), отличающееся по характерным (структурным или вещественным) признакам слагающих его горных пород от других одновременно или последовательно образовавшихся геологических тел и имеющее с ними четкие границы. Вулканические фации отражают совокупность условий формирования и обстановок образования геологических тел, обусловленных различными факторами: характером извержения, зависящим от состава магмы; проявлением дифференциации (в т. ч. гравитационной, ликвационной) магмы на месте застывания, глубиной кристаллизации магмы (поверхностная, субвулканическая); палеогеографической обстановкой; положением относительно центра извержения.

Примечание 3. Термин «фация», используемый в широком и недостаточно определенном смысле (причины, условия, геологические тела и слагающие их породы),

для вулканитов достаточно сложен, поскольку он объединяет неоднородности вулканических образований как по глубине, так и по латерали. Тем не менее, при всей терминологической сложности рекомендуется на практике делать четкие различия между понятиями «фация», «фаза», «комплекс» для вулканитов, так как каждое из них несет достаточно определенный смысл:

«фация» — объединяет объекты с постепенно изменяющимися признаками (главным образом на уровне разновидностей горных пород), отражающими обстановку их образования, отличную от других синхронно формирующихся частей геологического тела;

«фаза» — объекты с хорошо различимыми признаками и потому имеющими четкие границы, фиксирующие отдельные стадии вулканического процесса;

«комплекс» — объекты, характеризующиеся внутренней неоднородностью, но объединенные общей эволюционной упорядоченностью и закономерной последовательностью вулканических фаз при последующем их нарушении на границе комплексов, на основании чего может быть установлена завершенность единого вулканического процесса (ритма вулканической деятельности).

Главная особенность вулканических комплексов — их полифациальность (как в вертикальном разрезе, так и латерали); она определяется сложностью самого процесса вулканизма, различной связью с поверхностью переносимого из глубин вещества в разном агрегатном состоянии: от непосредственного излияния лавовых потоков, выжимания лав в виде экструзий, выбросов и отложения пирокластического материала до образования субвулканических тел корневой части вулкана с породами как эффузивного, так и гипабиссального облика. Такая полифациальная природа вулканических комплексов определяется вхождением в них изменчивых по площади и размерам образований покровной и секущей групп фаций.

Покровная группа фаций включает: эффузивную (лавовые потоки, пласты, слои, горизонты); пирокластическую (покровы, пласты, слои, горизонты, пачки), объединяющую туфовую, направленного взрыва и игнимбритовую, и вулканогенно-осадочные породы.

Секущая группа фаций включает: жерловую (некки, вулканические жерловины); экструзивную (вулканические купола, выжатые и излившиеся); субвулканическую близповерхностную (штоки, силлы, выполненные породами эффузивного облика); субвулканическую гипабиссальную (лакколиты, штоки, дайки, выполненные породами гипабиссального облика).

Примечание 4. В отечественной петрографической терминологии давно установилось различие между понятиями эффузивные образования, возникшие в результате излияния жидкой лавы на поверхности (покровы и потоки) и экструзивные образования, т. е. выжатые на земную поверхность купола, пробки, бисмалиты вязкой, не растекающейся лавы, а также купола истечения вязкой полурастекшейся лавы (в отличие от англо-американской терминологии, в которой не делается различия между терминами *effusive* и *extrusive* и под ними понимаются все изверженные породы, выведенные на поверхность Земли).

С экструзивными образованиями часто связаны продолжающие их вглубь жерловые образования (некки), представляющие заполнения застывшей лавой (магмой) подводящих трубообразных каналов или кольцевых трещин между вмещающими породами и центральным осевшим блоком жерла; в таких случаях употребляется термин «экструзивно-жерловые» образования. В равной мере жерловые

образования могут встречаться независимо от экструзивных. Следует также строго однозначно применять термин «субвулканические образования» для интрузивных тел (дайки, силлы, штоки, купола) вне жерлового ряда («корни вулканов»), сформировавшихся на небольшой глубине в непосредственной связи с вулканическим процессом; последнее обстоятельство отличает субвулканические образования от гипабиссальных интрузивных и автономных дайковых образований.

Вулканический комплекс может быть образован породами как всех фаций, так и одной из них — покровной, экструзивной, жерловой, субвулканической близповерхностной и гипабиссальной или же различными их сочетаниями.

Осадочно-вулканические (содержащие менее 50% осадочного компонента) и вулканогенно-осадочные (осадочного компонента более 50%) ассоциации, состоящие из вулканических (в т. ч. и вулканокластических) и осадочных пород, обычно соответствуют свите или нескольким свитам (при отсутствии значительного перерыва в осадконакоплении). Как стратифицированные образования, подчиненные закону суперпозиции, они должны рассматриваться как местные стратиграфические подразделения, выделяемые по положению в местном (или региональном) стратиграфическом разрезе на основании фациально-литологических и петрографических признаков, что позволяет их опознавать в поле, картировать и представлять их описание в соответствии с правилами и рекомендациями, изложенными в Стратиграфическом кодексе.

Отождествление понятий «свита» и «вулканический комплекс» возможно лишь в частных случаях, когда комплекс представлен только его покровной составляющей; в большинстве же случаев объемы их не могут совпадать, так как в вулканические комплексы должны включаться также экструзивные, жерловые и субвулканические образования.

В вулканический комплекс объединяются картируемые в среднем и крупном масштабах тела вулканических пород, обладающие прежде всего определенными структурно-вещественными характеристиками и соотношениями с вмещающей средой, что позволяет отличать каждый комплекс на основе специфических черт от соседних и даже близких по составу вулканических комплексов.

Объединение ассоциаций вулканических пород и слагаемых ими покровных, экструзивных, жерловых и субвулканических тел в единый вулканический комплекс должно производиться по ряду общих критериев:

- постоянство петрографических (структурно-вещественных) параметров горных пород комплекса или направленная упорядоченность их изменения (вулканический ритм);
- наличие общих для всей ассоциации горных пород признаков (петрографических, петрохимических, геохимических), характеризующих наиболее существенные особенности вещественного состава комплекса и позволяющие устанавливать сериальные отношения между его членами;
- пространственная сопряженность геологических тел комплекса и их определенные соотношения, указывающие на близкие палеогеографические и геодинамические условия становления комплекса;
- ограниченность пространственного распространения вулканитов комплекса одной структурно-формационной зоны или несколькими зонами, близкими по типу тектономагматического развития;
- определенный геологический возраст вулканического комплекса и относительно короткий интервал времени его становления, что определяется положением его

во временном ряду магматических комплексов данного региона (для стратифицированной составляющей комплекса — определенным положением в стратиграфическом разрезе).

Примечание 5. Следует иметь в виду, что критерий постоянства структурно-вещественных параметров вулканического комплекса не следует понимать как обязательную его однородность, которая возможна лишь как частный случай проявления комплекса. «Постоянство» может означать и присущую комплексу перемежаемость вулканических пород различного и даже контрастного состава, и закономерное его изменение как гомодромное, так и антидромное. Возможны также варианты, когда направленность обусловлена изменением объемных соотношений в разрезе видов вулканических пород, образующих комплекс. Однако, во всех случаях вулканический комплекс должен характеризоваться определенной упорядоченностью признаков состава и структуры образующих его горных пород.

Плутонические комплексы. Плутонический комплекс — конкретная ассоциация (парагенез) плутонических пород, слагающих магматические тела и их совокупности, проявляющиеся в определенном геологическом пространстве и времени и обладающие общими особенностями вещественного состава, строения и соотношений с вмещающей средой. Плутонический комплекс формируется в определенной геодинамической обстановке в ходе развития единого, как правило, многостадийного (многофазного) интрузивного процесса. Внутренняя целостность комплекса определяется естественной связанностью его составных частей (интрузивных фаз) и принадлежностью их к завершённому (т. е. однонаправленному в структурно-вещественном отношении) ритму интрузивной деятельности.

В состав плутонического комплекса входят ассоциации плутонических пород, их дайковая серия, а также постмагматические пневмато-гидротермальные жильные и метасоматические образования, связь которых с интрузивным массивом достаточно определена. Когда же для серий (роев) даек не обнаруживается четкой связи с закономерно эволюционирующим интрузивным процессом, они должны выделяться в автономные дайковые комплексы. В единый плутонический комплекс объединяются не только горные породы близкого петрографического состава (что характерно главным образом для гранитоидных комплексов), но и определенные ассоциации магматических пород разных групп и семейств (например, от ультрабазитов и габброидов до диоритов и плагиогранитов) в дифференцированных интрузивных телах сложного состава, где они тесно связаны пространственно-временными отношениями. Состав плутонического комплекса определяется совокупностью образующих его видов и разновидностей горных пород, а его общее строение — формой, структурой и последовательностью формирования простых (фазовых) тел, соединяющихся в сложных интрузивных массивах (плутонах).

Примечание 1. В плутонические комплексы могут объединяться как собственно интрузивные, внедрившиеся (аллохтонные) магматические тела, так и автохтонные тела магматического замещения, а также тектонически перемещенные тела магматических пород (протрузии). Морфология и условия залегания всех этих геологических тел по существу одинаковы и вопрос об их аллохтонной или автохтонной природе далеко не всегда решается однозначно. Поэтому для практических целей рекомендуется именно термин «плутонический комплекс», который по сравнению с близким ему термином «интрузивный комплекс» является более свободным с точки зрения генезиса, зачастую весьма спорного.

Примечание 2. Границы plutонического комплекса определяются на основании указанных признаков в результате, в первую очередь, геологических наблюдений, а также петрографических, геохимических и радиологических исследований. В общем виде дискретность внешних границ plutонического комплекса определяется как прямыми геологическими свидетельствами (трансгрессивное перекрытие эродированных интрузивных тел стратифицированными, осадочными или вулканическими отложениями, проявления промежуточных между двумя комплексами автономных дайковых образований), так и любыми другими однозначно фиксируемыми резкими нарушениями внутренней структурно-вещественной упорядоченности (в общем случае гомодромной направленности) в последовательном ряду фазовых тел, являющейся важнейшим признаком plutонического комплекса.

Объем plutонического комплекса и его распространение в геологическом пространстве определяется совокупностью образующих его интрузивных тел (интрузивных массивов), т. е. локальных проявлений комплекса, которые могут рассматриваться как местные петрографические подразделения. Среди них по строению и, соответственно, характеру образования различаются несколько типов:

- простые однофазные массивы — однородные интрузивные тела, образованные однократным внедрением магмы и характеризующиеся относительным постоянством состава и строения; однородность их состава может нарушаться только фаціальными разновидностями plutонических пород, наличием зон краевой закали, шлиров переплавленных ксенолитов, пегматоидных обособлений и участков интенсивных постмагматических изменений;

- дифференцированные однофазные (однотадийные) массивы — интрузивные тела, образованные одноактным внедрением магмы и характеризующиеся внутренней структурно-вещественной неоднородностью; среди них различаются: а) простые дифференцированные массивы, возникшие в процессе кристаллизационной дифференциации, а также образованные в результате кристаллизации двух (редко трех) несмешивающихся жидких фаз, возникающих при ликвидационном разделении расплава, и б) расслоенные массивы, образовавшиеся при затвердении первично гомогенного расплава и имеющие в результате внутрикамерной гравитационно-кристаллизационной дифференциации ярко выраженное гетерогенное строение, обусловленное чередующимися согласными слоями plutонических пород разного состава наподобие стратифицированной пачки осадочных отложений;

- сложные многофазные (многоотадийные) массивы, образованные в результате неоднократного внедрения (обычно в две-три фазы, редко более) порций магмы близкого или разного состава; plutонические породы, слагающие различные фазовые тела, имеют отчетливо выраженные интрузивные контакты;

- сложные полигенные и полихронные плутоны, в которых соединяются спаянные воедино интрузивные тела, образованные неоднократными внедрениями магм разного состава из заведомо разных автономных источников и всегда имеющие между собой резкие интрузивные контакты; такие плутоны сложены горными породами нескольких plutонических комплексов, относящихся к разным магматическим формациям (полиформационные плутоны) и возникающих в определенном временном интервале (устанавливаемом с помощью изотопного датирования), внутри которого прерывистость интрузивной деятельности не фиксируется формированием других геологических тел.

Примечание 3. Широко распространенный собирательный термин «массив», имеющий в основном морфологическое значение и разное содержание в геотектонике, вулканологии, гидрогеологии, геоморфологии, предлагается применять в магматической геологии только с прилагательным «интрузивный». Для сложных полихронных полиформационных интрузивных образований более предпочтителен термин «плутон» (в соответствии с его первоначальным значением как общего названия крупных сложных глубинных тел магматического происхождения). Отдельным интрузивным массивам (в особенности крупным) присваиваются географические названия; по названию наиболее типичного массива нередко получает свое наименование плутонический комплекс.

В связи с разнотипностью интрузивных образований изучение их внутреннего строения (в т. ч. и при геологической съемке) должно сводиться к решению двух взаимосвязанных задач:

- выявление внутренней неоднородности интрузивных массивов, т. е. установление и оконтуривание внутри них участков (геологических тел), сложенных горными породами, четко различаемыми по структурно-вещественным признакам;
- выявление характера структурных отношений между частями интрузивного массива, сложенными разными горными породами, которые либо связаны постепенными (фациальными) переходами, либо представляют собой самостоятельные (фазовые) тела, разделенные обычно четкими контактовыми поверхностями.

Примечание 4. Изучение внутреннего строения интрузивных массивов до недавнего времени строилось преимущественно исходя из априорно принимаемого представления о принадлежности каждого интрузивного массива к одному плутоническому комплексу; в соответствии с этим разновозрастные интрузивные тела внутри плутонов рассматривались как отдельные интрузивные фазы в рамках одного плутонического комплекса. Но в настоящее время недопустимо игнорировать твердо установленный факт существования полихронных полигенных плутонов и полиформационный характер многих из них. Поэтому необходимо при геологической съемке учитывать возможность совмещения в морфологически едином массиве (плутоне) интрузивных тел разновозрастных плутонических комплексов и использовать критерии, по которым их следует различать. В связи с тем, что в большинстве случаев отсутствуют надежные геологические свидетельства разновозрастности (полихронности) спаянных воедино интрузивных тел, доказательство разной формационной принадлежности частей таких плутонов приобретает особое значение как важнейший способ расчленения их на самостоятельные плутонические комплексы.

В качестве примера полиформационного и полихронного плутона приведена геологическая карта Мачетлинского интрузива (рис. 20), расположенного на Южных склонах Гиссарского хребта, выполненная в масштабе 1 : 25 000. Относительно небольшой по площади массив (~ 150 км²) сложен породами 6-ти интрузивных комплексов, представляющих 6 различных формаций (от древних к молодым):

- 1 — сурхантау-байсунтауский мигматит-гранито-гнейсовый комплекс PRsb (формация мигматитов и анатектитов амфиболитовой фации метаморфизма);
- 2 — чошский габбро-тоналит-плагиогранитовый комплекс C₂b (габбро-диорит-плагиогранитовая формация);
- 3 — зеварский гранодиорит-адамеллитовый комплекс C₂₋₃z (тоналит-гранодиоритовая формация);

4 — мачетлинский габбро-сиенит-граносиенитовый комплекс $C_{2,3}m$ (монзонит-сиенитовая формация);

5 — хурсантагский комплекс гранитов повышенной глиноземистости $C_3 - P_1h$ (гранит-адамеллитовая формация);

6 — обизарангский лейкогранитовый комплекс P_0 (формация субвулканических лейкократовых гранитов).

Каждый из комплексов имеет свою металлогеническую специализацию. Так, с чошским комплексом связаны рудопоявления золота, серебра и полиметаллов, с мачетлинским — скарново-магнетитовые рудопоявления, с обизарангским — рудопоявления молибдена и т. д.

Наблюдаемая внутренняя неоднородность интрузивных массивов отражает прежде всего дискретность формирования их отдельных частей вследствие: а) прерывистости внедрения магматических расплавов и б) сравнительно длительного прерывисто-непрерывного процесса кристаллизации магматического расплава в интрузивной камере (т. е. внутрикамерной кристаллизационной или ликвационной дифференциации).

Такая дискретность интрузивного процесса во времени фиксируется прерывистым характером изменения состава и/или текстурно-структурного облика магматических пород. На основании этого в пределах единого интрузивного массива вычленяются отдельные внутренне однородные тела, сложенные однотипными или близкими породами устойчивого (или непрерывно плавно меняющегося) состава и структуры, т. е. на основе конкретных структурно-вещественных признаков выделяются интрузивные фазы как элементарные тела (части) плутонического комплекса, которые по существу являются вспомогательными петрографическими подразделениями.

Примечание 5. Термин «интрузивная фаза» в общем случае используется во временном и физико-химическом (геохимическом) смыслах. Целесообразно использовать термин «фаза» во временном (хронологическом) смысле, обозначая им определенный момент в развитии какого-либо явления. В соответствии с этим «интрузивная фаза» как временное понятие представляет наименьший по длительности вполне закономерный импульс интрузивной деятельности, который может быть представлен как обособленный во времени акт кристаллизации порции расплава определенного состава, с чем связано возникновение относительно однородных тел, сложенных породами однообразного или близкого состава и структурно-текстурного облика. Естественно считать, что все тела одной интрузивной фазы одновозрастны, поскольку их образование отражает единый для данной магматической системы (комплекса) импульс интрузивной деятельности. Однако на практике доказать какими-либо геологическими методами строгую синхронность тел, относимых к одной фазе, невозможно и поэтому единственно реальной основой для синхронизации и группирования фазовых тел является однотипность их состава, облика и пространственно-временных соотношений с другими геологическими телами, воспринимаемая как следствие одинакового и одновременного возникновения этих тел в рамках изучаемой интрузивной системы или комплекса.

Интрузивная фаза — исходная составная часть интрузивного комплекса, а фазовые тела — это элементарные «кирпичики», из которых состоят все более сложно построенные интрузивные тела и подразделения.

Рис. 20. Геологическая карта Мачетлинского массива. Составили: Ф.К.Диваев, З.А.Юдалевич и др., 1984 г. Отложения: 1 — четвертичные, 2 — мезозойские. 3 — вахшиварская свита: известняки, песчаники, сланцы, туфы кислого состава. 4 — силурийская система, нижний отдел. Известняки, песчаники, сланцы. 5 — обизарангская свита: филлиты, песчаники, кристаллические сланцы, сланцы кварц-полевовшлат-скюдистые риолито-дацитовые порфиры, туфы кислого состава, туффиты, песчаники, кварциты, известняки. 6 — южно-тяньшаньский комплекс щелочных базальтоидов и лампрофиров. Камптониты и кампто-вогезиты. Обизарангский комплекс (O_{230b}): 7 — жильные фельзит-порфиры, аплиты. Граниты: 8 — мелкозернистые биотитовые, 9 — мелкозернистые порфировидные биотитовые, 10 — средне- и крупнозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые. Хурсантангский комплекс. Жильные породы: 11 — гранит-порфиры, 12 — монцодиоритовые порфириты, 13 — диабазовые порфириты, 14 — спессартиты, 15 — аплиты, аплит-граниты, пегматиты, 16 — мелкозернистые биотитовые граниты. 17 — мелко- и среднезернистые порфировидные амфибол-биотитовые адамеллиты; 18 — среднезернистые биотитовые гранатсодержащие лейкократовые граниты; 19 — крупнозернистые гранатсодержащие граниты биотитовые (а) и двуслюдяные (б); 20 — среднезернистые порфировидные биотитовые гранатсодержащие адамеллит-граниты. Мачетлинский комплекс: 21 — жильные аплиты, пегматиты; 22 — мелкозернистые, неравнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые граносиениты; 23 — среднезернистые амфибол-биотитовые кварцевые сиениты; 24 — среднезернистые амфибол-биотитовые лейкократовые кварцевые монцодиориты; 25 — среднезернистые пироксен-амфибол-биотитовые мезократовые монцодиориты и кварцевые монцодиориты, содержащие местами автолиты мелкозернистых пироксен-биотитовых габбро-диоритов; 26 — среднезернистые амфибол-биотитовые калишлатсодержащие габбро-диориты; 27 — среднезернистые пироксен-биотит-амфиболовые калишлатсодержащие габбро. Зеварский комплекс. Жильные породы: 28 — гранофиры, сферолит-порфиры; 29 — граносиенит-порфиры, 30 — гранатсодержащие гранодиорит-порфиры, 31 — диоритовые и монцодиоритовые порфириты, 32 — спессартиты, вогезиты, 33 — аплиты, пегматиты, 34 — мелкозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые граниты; 35 — среднезернистые слабо порфировидные биотитовые адамеллит-граниты (трондьемит-граниты); 36 — среднезернистые биотитовые адамеллиты (трондьемиты); 37 — среднезернистые слабо порфировидные амфибол-биотитовые гранодиориты, содержащие местами автолиты мелкозернистых кварцевых диоритов (а), в зоне эндоконтакта переходящие в средне- и крупнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые адамеллиты (б), местами содержащие автолиты мелкозернистых кварцевых диоритов. Чошский комплекс. Жильные породы: 38 — плагиогранит-порфиры, 39 — габбро-диабазовые и диабазовые порфириты, 40 — мелко- и среднезернистые габбро-диабазы, микрогаббро, 41 — мелкозернистые амфибол-биотитовые и биотитовые аплит-биотитовые и аплит; 42 — мелкозернистые слабопорфировидные амфибол-биотитовые плагиограниты, граниты; 43 — среднезернистые слабопорфировидные амфибол-биотитовые плагиограниты; 44 — крупнозернистые слабопорфировидные амфибол-биотитовые плагиограниты; 45 — среднезернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты; 46 — мелко-среднезернистые гнейсовидные, иногда порфировидные пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро: а — мезократовые, б — меланократовые, в — амфиболовые и биотит амфиболовые габбро-диориты. 47 — сурхантау-байсунтауский мигматит-и гранито-гнейсовый комплекс. Мелкозернистые двуслюдяные гранито-гнейсы. 48 — кварцевые жилы; 49 — линии тектонических нарушений; 50 — линии геологических границ: а — достоверные, б — фациальных разновидностей.

Понятие plutonic complex предусматривает определенную временную последовательность внедрения интрузивных фаз, которые рекомендуется обозначать либо порядковыми номерами (первая, вторая, третья...), либо определять словами: ранняя, средняя, поздняя, дополнительная и т. д.

Неоднородность внутреннего строения интрузивных массивов обуславливается не только их многофазным характером формирования, но и наличием различных фаций внутри однофазных тел.

В магматической геологии термин «фация» используется в двояком смысле: 1) для обозначения условий образования горных пород, в т. ч. и глубины становления интрузивных массивов (абиссальные, мезоабиссальные, гипабиссальные) и 2) для обозначения структурно-вещественных разновидностей горных пород, образовавшихся одновременно и всегда отражающих различные условия кристаллизации магматической системы. Во избежание неопределенности рекомендуется термин «фация» использовать в первом смысле. Границы тел, образованных в различных фациальных условиях, имеют расплывчатый, постепенный характер.

Традиционными являются выделения эндоконтактной фации, горные породы которой отличаются от пород главного объема интрузива меньшей зернистостью при сохранении главнейших особенностей состава, и гибридной фации, характерной главным образом для ранних интрузивных фаз в краевых частях массивов и отличающейся наличием шпиров, ксенолитов, общей неравномерностью минерального состава горных пород.

Критерии отнесения магматических пород и слагаемых интрузивных тел к единому plutonic complex:

- общность петрографических признаков, выражающаяся в особенностях минерального состава пород ассоциации и в направленном закономерном изменении их состава (в т. ч. и петрохимических и геохимических параметров) как для комплекса в целом от ранних фаз к поздним, так и в отдельных фазовых телах, что позволяет судить о генетических связях всех членов ассоциации;

- однотипность (однонаправленность) временных пространственных соотношений тел различных горных пород внутри интрузивных массивов комплекса (однофазные простые или дифференцированные, расслоенные, многофазные);

- пространственная близость интрузивных массивов и приуроченность их к определенной тектонической структуре;

- đồngовозрастность всех интрузивных тел (массивов), т. е. приуроченность их к одному геохронологическому рубежу (обычно отмечаемому перерывом в осадконакоплении).

Главным критерием правильности (корректности) выделения plutonic complex служит устойчивость его главных внутренних характеристик в пространстве, т. е. повторяемость их в разных интрузивных телах (массивах), относимых к данному комплексу.

Для массивов одного plutonic complex возможны колебания в числе интрузивных фаз (неполный их набор) и незначительные вариации в составе горных пород, слагающих фазовые тела. Но при этом обязательно соблюдение главного условия, принадлежности всей ассоциации горных пород к единому комплексу: общая эволюционная упорядоченность, выдержанная направленность изменения состава и/или структур горных пород в ряду последовательно формирующихся интрузивных фаз.

Выявленная повторяющаяся закономерность изменения структурно-вещественных параметров интрузивных фаз позволяет использовать явные резкие нарушения такой направленности в последовательности интрузивных фаз в качестве надежно-го показателя, определяющего внешние границы комплекса и, как свидетельство проявления в данном гетерогенном сложном плутоне другого, более молодого плутонического комплекса, пространственно совмещенного с интрузивными фазовыми телами предшествующего комплекса.

Автономные дайковые комплексы. В автономные дайковые (диатремово-дайковые и силлово-дайковые) комплексы выделяются естественные сообщества магматических пород гипабиссального класса, слагающие генетически самостоятельные, локализованные в пространстве и времени группы малых интрузивных тел (даек, силлов, жил, конических тел, мелких штоков, лакколитов, диатрем), непосредственно не связанных с корневой системой вулканических аппаратов и не являющихся апофизами или дайковой серией интрузивных тел; они соответствуют самостоятельному импульсу магматической деятельности, представляют собой результат особой формы проявления магматизма, отличной от собственно вулканической и плутонической.

Устанавливаются два типа рассматриваемых магматических образований: диатремово-дайковые и силлово-дайковые комплексы. Малые интрузивные тела диатремово-дайкового типа, развитые главным образом на платформах, щитах, реже, в пределах орогенов, залегают обособленно в форме линейных поясов (роев) различной, иногда значительной протяженности вне видимой связи с близко синхронными им вулканическими и интрузивными комплексами, обычно тяготея к тектонически ослабленным зонам. Для диатремово-дайковых комплексов характерно широкое распространение брекчиевых, автобрекчиевых и туффизитовых фаций, которыми иногда целиком сложены изометричные в плане тела — диатремы (трубки взрыва), имеющие лишь внешнее сходство с субвулканическими жерловинами (некками). Специфические черты горных пород диатремово-дайковых комплексов — конституционная неоднородность и нередкое содержание глобулей (микрошпиров) относительно более лейкократового состава. Меланократовые члены этих комплексов, как правило, содержат нодули и ксенокристаллы глубинных пород мантийного и корового происхождения. Для всех горных пород диатремово-дайковых комплексов характерен интенсивный аутометасоматоз, до полного преобразования во вторичные минеральные парагенезисы, и глубокое гидротермальное изменение вмещающих пород.

Малые интрузивные тела силлово-дайкового типа развиты главным образом в подвижных областях, где они особенно характерны для орогенного режима. Они проявляются в форме кольцевых (конических), линейно-кольцевых и линейных поясов, нередко значительно протяженных. В формировании вулканоплутонических ассоциаций они занимают как промежуточное положение между вулканическими и интрузивными комплексами, так и завершающее положение после интрузивного комплекса, или же проявляются во временном перерыве между двумя интрузивными комплексами. Кроме того, протяженные пояса и рои автономных даек — это широко распространенные наиболее ранние проявления магматизма в рифтогенных системах, где они фиксируют зоны начальных растяжений на сводовых поднятиях, сопряженных с основной зоной рифта; прослеживаясь по простиранию на многие десятки километров, такие рои даек также трассируют возможное продолжение неразвившейся рифтовой зоны.

Принадлежность магматических проявлений к автономному диатремово-дайковому или силлово-дайковому комплексу определяется совокупностью диагностических признаков, вытекающих из анализа петрографических особенностей, условий залегания, структурных и временных соотношений с близко одновозрастными им вулканическими и интрузивными комплексами.

Пояса и рои малых интрузивных тел (даек, силлов, мелких штоков и др.), сложенных горными породами, не имеющими аналогов среди вулканитов и плутонитов (микрогаббро, гранит-порфиры, аплиты, диабазы, тешениты и др.) могут быть отнесены к автономным диатремово-дайковым и силлово-дайковым комплексам только в тех случаях, когда они не могут считаться корневыми частями вулканических извержений и не являются дайковыми комагматами интрузивных массивов. Если же устанавливается определенная связь таких образований с вулканизмом или с интрузивным магматизмом, то их следует включать в состав соответствующего вулканического или плутонического комплекса, показывая их на геологической карте особыми условными знаками.

Названия конкретным автономным дайковым комплексам рекомендуется давать по преобладающим видам гипабиссальных горных пород (спессартитовый, гранит-порфировый, уачитит-минеттовый, камптонит-мончикитовый, щелочно-пикритовый и т. п.), сочетая их с географическими названиями.

Ввиду важного геологического и металлогенического значения малых интрузивных образований рассматриваемого типа (что широко признано в практической деятельности геологов) все выявленные при региональных геологических исследованиях автономные диатремово-дайковые и силлово-дайковые комплексы должны показываться на геологических картах немасштабными условными знаками. В легендах к картам и в лито-стратиграфических колонках такие комплексы должны занимать место в соответствии со своим изотопным и относительным геологическим возрастом.

Методы изучения метаморфических толщ

Полевое изучение метаморфических пород включает следующие методы: петрографический (визуальную диагностику типоморфных минералов и определение типов пород); литологический (выявление первичных текстур и структур, признаков кровли и подошвы слоев и сингенетичных породных ассоциаций); стратиграфический (определение стратиграфической последовательности и составление частных разрезов и стратиграфической колонки); структурный (выявление структурных форм и элементов и последовательности их образования).

Во время камеральной обработки полевых материалов используются следующие методы: петрографические (парагенетический анализ и др.); петрогеохимические (определение первичной природы); изотопно-геохимические (определение возраста образования и преобразования пород, а также возраста и типа протолита субстрата); формационный анализ (определение первичной и метаморфической формационной принадлежности).

Кроме разновидностей пород, имеющих специальное название, все остальные метаморфические породы в названии могут иметь дополнительные обобщающие обозначения, например, гранулит, зеленый сланец, метапелит, метабазит, парагнейс или ортогнейс. Для преобладающего большинства метаморфических пород в

качестве видового признака существуют названия гнейс, сланец, амфиболит и др. с добавлением в перечень названия всех или главных породообразующих минералов (по мере увеличения их количественного состава), например гранат-полевошпатовый амфиболит, силлиманит-гранат-гиперстеновый гранулит, кианит-биотит-гранатовый гнейс, плагиогнейс и т. д. К названию породы должны быть добавлены характеристики зернистости, структуры, текстуры и др. признаков. Особые названия имеют продукты локального метаморфизма, ультраметаморфизма, динамометаморфизма и метасоматоза.

Исходные литологические признаки метаморфических пород могут быть установлены на основе изучения их состава, структуры, текстуры, контактов и геометрии геологических тел. Для этой цели используются методические приемы и критерии историко-генетической типизации, например, для осадочных и магматогенных пород, которые изложены в многочисленных публикациях по этим типам пород.

Изучение вещественного состава. Вещественный состав исходных пород (субстрата) изменяется в зависимости от интенсивности и характера метаморфических процессов, особенно на стадии пластического течения, в зонах анатексиса (расплавления) и палингенеза (выплавления). Минеральный состав метаморфических пород будет соответствовать РТ-параметрам метаморфизма. Более устойчивы первичные магматические парагенезисы в интрузивных и вулканогенных породах. Чем менее устойчивы прежние минеральные связи, тем значительно изменяется минеральный состав при одних и тех же РТ-параметрах. Пелиты, например, будут изменены значительно, чем псаммиты или тем более псефиты или туфобрекчии, в которых может быть перекристаллизован только цемент, тогда как обломочный материал претерпевает лишь незначительные изменения

Изучение структур и текстур. Некоторые первичные структуры исходных (интрузивных, псаммитов и др.) пород могут сохраняться лишь на низких ступенях метаморфизма, и практически не сохраняются в высоко метаморфизованных породах, особенно в условиях пластического течения, в зонах анатексиса и палингенеза и в зонах интенсивного расщепления и кливажирования.

При изучении текстур метаморфических пород основная задача — получение доказательств того, является ли наблюдаемая, например, полосчатая текстура осадочной или она возникла в результате метаморфической дифференциации вещества. При метаморфизме и сопутствующих деформациях могут возникать текстуры, похожие на псаммитовые, гравелитовые, псефитовые (грубообломочные), миндалекаменные (или амигдалоидные) и т. д. Правила и методы определения «псевдоосадочных» и «псевдовулканогенных» текстур описаны в ряде публикаций (Пожиленко, 2006 и др.). В любом случае, анализ метаморфических текстур должен начинаться со сравнения их с генотипами текстур неметаморфизованных осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, опираясь на справочники и классификационные таблицы структур и текстур, опубликованные в многочисленных работах Л.Н.Ботвинкиной (по осадочным и осадочно-вулканогенным породам), Е.Ф.Малеева (по вулканогенным породам) и др.

При тщательном изучении глубоко метаморфизованных пород можно найти более или менее отчетливо сохранившиеся признаки нормального осадочного происхождения исходных пород (ритмичную, косую и градиционную слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания, характерные поверхности слоев, псефитовые и псаммитовые текстуры и т. п.) или вулканогенного (миндалекаменные зоны,

подушечную отдельность, градационную слоистость, обломочные текстуры и др.). Кроме того, в метаморфических породах могут сохраняться первичные структуры и текстуры органогенных, хемотропных, осадочных, вулканогенных и магматических пород, в разной степени измененные.

Петрогеохимические методы определения первичной природы метаморфических пород

Химический состав исходных пород при метаморфизме остается практически неизменным (изохимический метаморфизм), либо в той или иной степени изменяется (аллохимический метаморфизм) и это изменение обусловлено интенсивностью и характером наложенных процессов. Поэтому, чтобы использовать петрохимические пересчеты для выявления исходной природы метаморфической породы необходимо сначала определить степень изохимичности процессов. Кроме петрогенетических, классификационных диаграмм и сеток, в основе которых лежат соотношения петрогенных элементов, существуют многочисленные диаграммы, построенные на соотношении рудогенных, инертных и редкоземельных элементов, а также математические методы пересчета, с помощью которых можно с определенной долей вероятности определить исходную природу протолита.

Определение первичной природы пород с помощью петрогенетических и классификационных диаграмм

Чаще всего в последние годы используются классификационные диаграммы: FAK-диаграмма А.А.Предовского, *ab*-диаграмма А.Н.Неелова, диаграмма $(Al/3-K)-(Al/3-Na)$ де ля Роша и др. Кроме того, В.К.Головенком, О.М.Розеном, М.И.Дубровским, Н.Л.Добрецовым, А.А.Предовским, Д.С.Штейнбергом, К.А.Жук-Почкутовым и др. разработаны петрохимические и геохимические методы специально для магматических и осадочных пород, которые также используются широко.

Для определения природы магматических пород применяется классификационная диаграмма Петрокомитета — $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$. На тройной диаграмме AFM определяется принадлежность магматических пород к толеитовой или известково-щелочной серии.

В.Г.Лутц показал возможность определения формационной природы вулканических серий по парным диаграммам K-Ti, Ba-Sr, Zr-Ti, Ti-Cr, V-Cr, Co-Ni, на которых выделены тренды вулканических серий океанов, островных дуг, континентальных платформ. Для этих же целей широко используются также парные диаграммы Ti-Zr, Ti-Y, Zr-Y, Cr-Y, Ni-Cr, Rb-Sr. Для сравнения магматических пород и определения типа пород источника сноса используются также редкоземельные элементы (РЗЭ), так как они достаточно инертны при диагенезе и метаморфизме.

Определение возраста образования и преобразования метаморфических пород. Все наложенные процессы в той или иной мере влияют на природные изотопно-геохронометрические системы. Общепринятым считается следующий ряд устойчивости геохронометрических систем к наложенному воздействию: $K-Ar < Rb-Sr \leq U-Tr < Sm-Nd$. *U-Pb-метод* позволяет по урансодержащим акцессорным минералам (по циркону, бадделеиту, монациту, титаниту, ортиту, пироксену и апатиту) из метаморфических пород определять время их метаморфизма,

если они метаморфического происхождения. Если же в метамагматических породах сохранились магматические (но не ксеногенные) урансодержащие минералы, то определяется возраст их кристаллизации, т.е. возраст магматических пород. По детритовым цирконам в осадках можно определить возраст пород области сноса и нижний предел времени образования осадков. Наиболее современные методики и аппаратура позволяют проводить полный цикл исследований по единичным зернам циркона и даже по отдельным фрагментам этого зерна. Минимальный вес исследуемого минерала должен составлять не менее 0,005-0,015 г, а минимальный размер зерна — не менее 0,1 мм.

С помощью *K-Ar-метода* определяется возраст наиболее поздних наложенных процессов в метаморфических породах.

Rb-Sr-метод позволяет датировать последнее наиболее интенсивное преобразование метаморфических пород.

Sm-Nd-метод успешно применяется для определения возраста метамагматических пород, если в них сохранились магматические минералы, или возраст метаморфизма по парагенным метаморфическим минералам.

Для датирования процессов преобразования метаморфических пород применяется также *трековый метод*, основанный на явлении самопроизвольного деления содержащегося в минерале урана, осколки которого создают в материале минерала дефектные зоны, обнаруживаемые химическим травлением. Трековые исследования набора акцессорных минералов, обладающих разной пороговой температурой (циркон, титанит, эпидот, апатит и др.), позволяют выявить изменения во времени температурного режима на последнем этапе существования породы.

Структурно-метаморфические исследования

При смене концепции фиксизма идеями современного мобилизма объектами структурно-тектонических исследований, по-прежнему, остаются структурные формы (разрывы, складки, инъективные дислокации), возникшие в результате процесса деформации или смещения горных пород, и тектонические структуры, представляющие сочетание разновозрастных или разновозрастных структурных форм.

Методика структурного анализа сложнодислоцированных метаморфических толщ разработана В.Л.Дуком и В.А.Глебовицким («Методические указания...», 1972). Методика основывается на том, что в течение тектонического процесса складчатые деформации накладываются на структуры предшествующих этапов и смятию подвергаются осевые поверхности более ранних складок. Интерференционный характер складчатости, широкое развитие изоклинальных лежащих складок, шарьяжей в домезозойских комплексах Кызылкумов установлены ранее многими исследователями. Были опровергнуты представления о простом, открытом характере складчатости в районе, о широком развитии моноклинальных структур. Поэтому без расшифровки складчатых деформаций невозможно судить о действительной последовательности стратиграфических элементов метаморфических комплексов и степени их дислоцированности.

Структурно-метаморфический метод анализирует с одной стороны глубинные условия (Р-Т условия), при которых этот процесс происходил. Методика этих работ и их интерпретация описана в работах В.В.Эза, А.Н.Казакова, Е.И.Паталахи, Ю.В.Миллера, Ю.М.Лазарева и др.

Способ отличия складчатости друг от друга заключается в оценке условий глубинности, при которых они развивались. Условия глубинности в этом случае являются по синкинематическому метаморфическому парагенезису минералов, устойчивому для данных Р-Т условий. Критерии оценки синхронности метаморфических парагенезисов приняты, согласно исследованиям Н.А.Елисеева (1967), Ю.Н.Лазарева (1972) и А.Н.Казакова (1976), и заключаются в анализе соответствия пространственных ориентировок метаморфических минералов плоскостным и линейным элементам складок. Уровень глубинности по метаморфическому парагенезису оценивается по закону метаморфических фаций различными геотермометрами (Маракушев, 1973; Перчук, 1970).

Неоднократный характер проявления деформаций требует применения критериев их различия. Деформации в породах фиксируются в виде различных явлений: складок, разрывов, структур-будинач, кливажа, различного типа трещиноватости, линейности и т. д. Всю совокупность явлений, связанных с одним этапом деформации пород, Е.И.Паталаха (1970) назвал «динамометаморфическим структурным парагенезисом», элементы которого находятся в тесной пространственной взаимосвязи. В результате дальнейших исследований последовательности проявления каждого из элементов динамометаморфического парагенезиса, в зависимости от смятия, было установлено, что их возникновение и развитие находятся в тесной зависимости от степени поперечного сокращения (Паталаха, 1972, 1973, 1976).

Путем эмпирических сопоставлений на большом фактическом материале выделены десять характерных стадий формирования складчатости или тектонофаций (Паталаха, 1985). Для каждой из них определен структурный парагенезис (с учетом литологического состава толщи), уяснены их различия, т.е. рубежи тектонофаций, а на основании представлений о механизме дислокационного процесса и экспериментальных данных найдены ориентировочные кинематические характеристики каждой из тектонофаций — компоненты деформаций сдвига, сжатия-растяжения и т. п. Таким образом была разработана десятибалльная шкала тектонофаций (Паталаха, 1985). По определению Е.И.Паталахи (1985), тектонофации — это естественные ряды пород по степени деформированности, с характерными и для них структурными парагенезисами. Применение в полевых исследованиях диагностических признаков позволяет оценить тектонофазию, а значит найти тип складчатости, степень деформированности, соответствующий структурный парагенезис и на этой основе отличать складчатости друг от друга.

По Паталахе (1985), в строении земной коры складчатых областей выделяются три слоя: 1 — эпизона, 2 — мезозона, 3 — катазона. Они разграничены между собой изотермами примерно в 100°C (кинетический порог метаморфических реакций) и 550-600°C (570°C — альфа-бета переход кварца, резко снижается вязкость пород). Указанные Р-Т зоны различаются предпочтительной приуроченностью к определенным тектоническим комплексам, реологическим состоянием и, как следствие, генетическим типом складчатости или структурным парагенезисам.

Эпизона соответствует области литификации, т. е. нулевого метаморфизма. Здесь господствуют два реологических типа течений: 1 — гидропластичность в консистентных и рыхлых осадках; 2 — изгиб слоев достаточно литифицированных осадков. Им соответствуют пять типов складчатости: 1) Эпг — поверхностно-гравитационный (оплывины, олиостромы, осадочный меланж и т. п.); 2) Эгг — глубинно-гравитационный (диапировый и др.); 3) Эо — отраженный; 4) Эвт — вулканотектонический и 5) Эш — шовный (бескливажный).

Мезозона соответствует области цеолитового и зеленосланцевого метаморфизма. Здесь господствует кливажный или динамометаморфический тип течения. Сверху от эпизоны мезозона ограничена фронтом кливажа. Для нее характерен шовный тип складчатости – Мш. Установлено, что вязкие разломы R, кливаж S_1 и осевые поверхности складок ab располагаются взаимно параллельно $R \parallel S_1 \parallel ab$. Они составляют главную структурную триаду. Помимо этого в мезозоне ярко выражен главный структурный парагенезис кливажной шовной складчатости, включающий полный набор структурных элементов.

Катазона соответствует области амфиболитовой и более высокотемпературных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Это области выплавления коровых магматических очагов. Здесь господствует кристаллизационно-сланцевый или метаморфический тип течения. Сверху от мезозоны катазона ограничена фронтом кристаллизационной сланцеватости. Для нее характерно два типа складчатости: 1) Кш – шовный кристаллизационно-сланцевый и 2) Кгт – глубинно-гравитационный.

Третий способ различия складчатостей основывается на пространственной ориентировке плоскостных и линейных элементов. В условиях одновременного действия любого количества пар сил, деформирование пород реализуется по закону сложения сил, структурный рисунок в конечном итоге соответствует полностью таковому, как если бы действовала одна сила, равноценная результирующей (Пата-лаха, Слепых, 1974). Суммируя еще способ отличия, основанный на относительной оценке интенсивности деформаций можно сформулировать правило отличия одной складчатости от другой: если силы, обуславливающие складчатость в породах, отличаются по своей интенсивности и направлению, то последовательно проявляющиеся складчатости должны отличаться как по динамометаморфическому структурному парагенезису, так и по ориентировке его элементов в пространстве.

В случае последовательного наложения одной складчатости на другую создается интерференционный структурный рисунок, в котором элементы раннего структурного парагенезиса будут закономерно изгибаться и пересекаться элементами позднего. Обычно случаи пересечения элементов одной складчатости с другой непосредственно в поле наблюдаются не по складкам, а по изгибам кливажа – наиболее характерного элемента складчатости. Поэтому судить о пространственном поведении деформируемой слоистости (в случае ее обнаружения) и ее участия в одном или более этапах деформации, в большинстве случаев приходится на основании интерпретации наблюдений значительного количества обнажений.

Для определения последовательности складчатостей сначала необходимо выделить всю совокупность явлений, связанных с проявлением каждой отдельной складчатости, а затем установить их взаимоотношения.

Основные критерии, характеризующие складчатость:

- изгибом каких поверхностей (метаморфических, магматических, осадочных) образована складка;
- морфология складок (в сечении, перпендикулярном шарниру);
- пространственное положение элементов складок: шарнира (азимут и угол) и осевой поверхности (азимут и угол);
- степень проявления дополнительных складок;
- характер проявления кливажа в зависимости от интенсивности сжатия;
- интенсивность проявления кливажа в зависимости от литолого-петрографических особенностей пород;
- сопутствующие разрывные нарушения;

- структуры пересечения кливажом слоистости или любой другой более древней плоскостной структуры;
- обстановка (стадия) развития складчатости;
- сопутствующий метаморфический парагенезис (при наличии динамометаморфизма).

Происхождение плоскостных текстур, изгибающихся в складки. Определение текстуры, изгибающейся в складки, имеет первостепенное значение, так как позволяет определить, на какие первоначальные породы накладывается деформация. В случае осадочных пород этой текстурой является поверхность наложения с чередующимися параллельно ей слоями различного литологического состава.

Если текстура образована каким-либо видом магматической полосчатости – это позволит выявить первично-магматический характер до метаморфизма даже в том случае, если все остальные признаки уничтожены. И, наконец, если текстура представляет метаморфическую полосчатость или сланцеватость, то можно уверенно утверждать, что в процесс данной деформации вовлекались породы, претерпевшие ранее метаморфизм.

Морфология складок. Несмотря на довольно большое разнообразие морфологии складок, в целом, складки, будучи отражением конечных условий сжатия, имеют среднестатистическую форму, позволяющую определить тип складчатости.

Определение формы складок производится в сечении, перпендикулярном шарниру, а в случае косо́го среза – путем соответствующих геометрических построений. По морфологии различаются следующие типы складок: изоклинальные, открытые и открытые складки большого радиуса. Все они характеризуются различной степенью сжатия, т.е. отношением длины полуволны (l) к амплитуде (h): изоклинальные – $1/30+1/2$; открытые – $1/2+2$; открытые складки большого радиуса – $2+10$.

Пространственное положение элементов складок. Самыми важными элементами, характеризующими общее положение складки в пространстве, являются шарнир и осевая поверхность. Определение положения шарнира позволяет установить общее простира́ние складчатой структуры, а положение осевых поверхностей – общее направление движения масс при деформации. В зависимости от угла наклона осевой поверхности в сечении, перпендикулярном шарниру, выделяются горизонтальные (лежачие) – $0-30^\circ$, наклонные – $30-60^\circ$ и прямые (вертикальные) $60-90^\circ$.

Степень проявления дополнительных складок. Является хорошим показателем интенсивности условий сжатия. Одновременно мелкие складки, будучи подобны крупным, совместно с которыми были образованы, позволяют наглядно оценить их значение в структуре метаморфического комплекса. В порядке возрастания степени развития дополнительных складок выделяются три случая:

- складки практически отсутствуют и встречаются исключительно вблизи синхронных разломов. Обнаруживаются в крупных обнажениях;
- складки развиты регионально и вблизи зон синхронных разломов. Обнаруживаются часто в крупных и средних обнажениях, но не видны на микроуровне;
- складки развиты повсеместно. Видны в обнажениях любого размера и обнаруживаются постоянно на микроуровне.

Осевой кливаж. Оценка проявления кливажа в складчатой зоне является показателем интенсивности сжатия (Паталаха, 1970, 1973). В зависимости от интенсивности складчатости выделяются следующие случаи проявления кливажа:

• эмбриональный — нехарактерный элемент складчатости и развит локально исключительно вблизи зон синхронных разломов. На некотором удалении от разрывных нарушений становятся, практически, не наблюдаемые. Как правило, такого типа кливаж встречается в очень слабо дислоцированных толщах, где развиты складки большого радиуса;

• селективный — обычный элемент складчатости. Проявлен в складчатой зоне достаточно явно, но не повсеместно, и только в некоторых разновидностях пород;

• сквозной — все породы независимо от литологического состава захвачены кливажированием. Подобный тип обычен для складчатостей, характеризующихся высокой степенью сжатия и сплошным развитием изоклинальных складок.

Интенсивность проявления кливажа в зависимости от литолого-стратиграфических типов. Изучение этого процесса составляет основополагающую задачу различия складчатостей разных этапов.

Учитывая, что интенсивность проявления кливажа прямо зависит от вещественного состава слагающих пород, сравнение интенсивности кливажей различных генераций должно производиться в одних и тех же литологических разновидностях. При этом выявляется общая закономерность: интенсивность проявления кливажа одной и той же генерации растет в следующем ряду литолого-петрографических типов: силициты — карбонаты — обломочные породы — пелиты. Этот ряд восприимчивости пород к кливажированию может меняться местами благодаря примеси пластичного материала: углеродистого вещества, обломочных слюд и пелитов. В этом случае может оказаться, что силициты (кремни и кварциты) со значительной примесью углеродистого и слюдяного материала будут более кливажированы, чем карбонаты и даже некоторые обломочные породы, с образованием так называемых «кварцито-сланцев».

Использование структур пересечения кливажом слоистости, кливажом кливажа является дополнительным диагностическим признаком разделения складчатостей. Особенное значение имеет диагностика линейных структур пересечения: линейность, фестончатость, ложная волнистая слоистость, нахождение пластов псевдогравелитов, позволяющие в небольших обнажениях определить направление шарниров складок, благодаря которым они образовались.

Суммарные признаки одной складчатости включаются в динамоструктурный парагенезис и являются совокупностью процессов по принятой следующей классификации (Паталаха, 1972, 1973).

Обстановка (стадия) I. Компонент сжатия 0+10%. Складчатость только зарождается. Из всех элементов динамоструктурного парагенезиса наблюдается лишь слабый (эмбриональный) кливаж, развитый чаще в виде грубых линз с неровными поверхностями ограничения в самых благоприятных слоях (пелитах).

Обстановка (стадия) II. Компонент сжатия 10+20%. Складчатость проявлена в виде изгибов слоев большого радиуса и длины волны. Кливаж селективный с ровными плоскостями скольжения, развит шире и значительно интенсивнее. Все остальные элементы складчатости отсутствуют.

Обстановка (стадия) III. Компонент сжатия 20+30%. Слои участвуют в крупной складчатости умеренной интенсивности. Дополнительные складки практически отсутствуют. Кливаж селективный, но захватывает большее число слоев (пород). Контакты слоев осложняются характерной фестончатостью вследствие пересечения кливажом слоистости в благоприятной литологической обстановке.

Обстановка (стадия) IV. Компонент сжатия 30+40%. Слои участвуют в складчатости средней интенсивности. Среди складок преобладают V-образные формы изоклинали типа. Кливаж сквозной, захватывает почти все, кроме самых «жестких» (обычно силицитов). Ко всем вышеупомянутым структурам добавляются складки и ярко выраженная линейность пересечения, обусловленная преобладанием кливажной анизотропии над первично-слоистой.

Обстановка (стадия) V. Компонент сжатия 20+30% и более. Все осадки представляют собой V-образные формы интенсивным осложнением дополнительной изоклинали складчатостью стреловидного профиля. Широкое развитие согласных кливажу (сланцеватости) вязких разрывов придает складчатости в целом изоклинали-чешуйчатый характер. В зонах вязких разрывов происходит тектоническое разлинзование пород любой вязкости на макро- и мезоуровне. Кливаж сквозной и захватывает все литолого-петрографические разновидности. Кливажная анизотропия во всех случаях резко преобладает над первично-слоистой. Для рассматриваемой обстановки характерно присутствие даже на небольших участках всех элементов динамоструктурного парагенезиса. В условиях максимального развития складчатости слои, в основной своей массе, утрачивают целостность, дезинтегрируются вязкими, согласными кливажу разрывами, а разобщенные фрагменты их имеют отчетливо выраженную тенденцию располагаться в пространстве вдоль направления кливажной анизотропии.

Проявление складчатости может происходить на различных глубинах и в зависимости от этого поверхности кливажа подчеркиваются различными ориентированными метаморфическими минералами. В целом, парагенезис синкинематических минералов полностью соответствует метаморфическим фациям, и таким образом фиксирует уровень глубинности проявления складчатого процесса. Отсюда следует, что кливажный минеральный парагенезис представляет очень важную характеристику складчатостей, позволяющий отличить их друг от друга.

Разрывные нарушения. Принадлежность разрывных нарушений к той или складчатости определяется по следующим признакам:

1. Соотношение пространственных элементов разрывных нарушений с кинематическими плоскостями складок. Главенствующим в любой складчатости являлось оскливажное положение синкинематических разломов.

2. Характер проявления зоны разрывного нарушения. По этому соотношению выявляется два типа нарушений: «вязкие» и «хрупкие». Критерием для разделения этих типов является характер процессов внутри зон.

«Вязкие» разломы представляют согласные со сланцеватостью нарушения, отмеченные в полевых условиях как зоны повышенного рассланцевания без каких-либо признаков катаклаза. Внутри таких зон очень ярко представлено разлинзование «жестких» слоев, обычно силицитов, мономиктовых кварцевых песчаников с кремнистым цементом, реже, гравелитов и др. Основная масса — это бластомилониты по алевропелитам и полимиктовым песчаникам с глинистым или карбонатным цементом. Края зон обычно нечеткие и переходят в обычный кливаж (сланцеватость) ненарушенных частей разрезов.

«Хрупкие» разрывы отличаются дискретным характером и четким проявлением. Они представлены зоной повышенной трещиноватости, катаклаза в виде брекчий и глинки трения резко ограниченными краями от ненарушенных участков. Прираз-

ломное кливажирование выражено локально и быстро исчезает в пределах первой сотни метров. Аналогичный характер носит и развитие приразломных складок.

Дешифрирование аэрокосмофотоматериалов (АКФМ)

Дешифрирование АКФМ способствует решению следующих задач:

- выделение наиболее обнаженных участков в регионе с целью выбора места для проведения намеченных геологических исследований;
- выявление основных пликтивных и дизъюнктивных нарушений с целью выбора участков с относительно простым геологическим строением, наиболее пригодных для проведения литолого-стратиграфических работ;
- дешифрирование выделенных ранее стратиграфических подразделений путем сравнения их с естественными контурами участков различного фототона.

Выполнение этих работ позволит составить отчетливую картину обнаженности района и выделить опорные области для дальнейшего детального изучения.

Полевые работы

Должны вестись в следующих направлениях:

- проведение геологических маршрутов в необходимом масштабе с целью равномерного изучения закономерностей геологического строения региона и отражения их на геологических картах этого же масштаба;
- составление на опорных участках наиболее простого строения и максимальной обнаженности литолого-стратиграфических, структурно-литологических и петрографических разрезов для характеристики литолого-петрографических типов пород и установления взаимоотношений между ними;
- на узловых участках составляются детальные (м-б 1:10 000) геологические карты с целью решения основных вопросов возрастных взаимоотношений выделяемых стратиграфических подразделений, а также наложенных складчато-метаморфических преобразований;
- на опорных обнажениях составляются детальные описания (точки детальных наблюдений), характеризующие основные вопросы стратиграфических соотношений, тектоники, метаморфизма, литологии.

Геологическая документация должна охватить следующие позиции.

Литологические характеристики:

- детальное описание литолого-петрографических типов пород и их взаимоотношение: название, облик, окраска, структурно-текстурные особенности породы, размер, состав, форма, распределение и количество обломков, различные органические и неорганические включения, цемент и тип цементации;
- характер чередования литологических разностей: мощность пластов, закономерность чередования, тип слоистости;
- текстуры напластования: истинные (рябь, знаки внедрения, струйчатость) и ложные (псевдорябь, псевдокосая слоистость).

Тектонические характеристики: предназначены для описания наложенных процессов складчатого и метаморфического характера с целью сопоставления их для различных стратиграфических подразделений. Описываются следующие явления.

- структурные преобразования: наличие складок, разломов и характер их взаимодействия — морфология складок (l/h), пространственное положение шарниров, осевой плоскости; описание кливажа (интенсивность, минерализация, соотношение со складками, структуры пересечения различных плоскостных текстур, будинаж, характер поведения зон разрывов (пространственные элементы), описание выполнения зоны и сопутствующей минерализации;

- метаморфизм — степень метаморфизма (минералы-индикаторы), характер (локальный, региональный), метаморфические текстуры и структуры, связь со складчатостью;

- возрастные соотношения между разновозрастными складчато-метаморфическими преобразованиями (соотношение кливаж-кливаж, складчатость-складчатость, кливаж-складчатость и др.).

Покровно-складчатые структуры. Строение и методика картирования

Основной метод выявления и изучения отдельных тектонических пластин и чешуй и целых тектонических пакетов, образованных пластинами или чешуями, — это детальное геологическое картирование, выполняемое при всех видах геолого-съёмочных работ или в ходе специализированных структурно-тектонических исследований.

Главная задача при картировании покровно-складчатых сооружений состоит в установлении самого факта вторичного структурного совмещения первоначально разобщенных объектов. Такой вывод должен базироваться на детальном стратиграфических и структурных исследованиях, которые включают точное прослеживание на местности границ тектонических пластин, определение в возможно большем количестве обнажений элементов залегания граничных поверхностей пластин, изучение распределения внутри пластин стратиграфических подразделений (комплексов, подкомплексов); установление так называемой качественной определенности тектонических пластин, т. е. выявление специфических литолого-петрографических особенностей разреза каждой пластины, стратиграфических перерывов и угловых несогласий, вариации мощности стратиграфических подразделений; установление качественной определенности пластин в отношении морфологии и пространственного положения различного ряда «первичных» (консидиментационных) дислокаций, таких как олистостромы, оползневые складки, консидиментационные антиклинали и синклинали.

Специальной задачей является изучение «вторичных» деформационных структур, осложняющих внутреннее строение пластин и в ряде случаев, существенно искажающих их форму. Такие структуры в сочетании с рельефообразующими факторами нередко служат причиной разделения пластин на ряд фрагментов или останцов. В зонах коллизии отдельные тектонические пластины и чешуи так же, как и пакеты тектонических пластин и чешуй, в той или иной мере замаскированы поздними блоковыми перемещениями по сбросам, взбросам, сдвигам, сбросо- и взбросо-сдвигам. В связи с этим первое условие надежного изучения тектонических пластин — «снятие» с покровно-складчатой зоны постскладчатых нарушений, т. е. определение пространственного положения поздних (обычно крутопадающих) разрывов, определение направления и амплитуды смещения по этим разрывам.

Для структур и ситуаций, имеющих первоочередное значение при картировании тектонических пластин, характерны:

- цепочки линзообразных тел, сложенных такими породами как яшмы, известняки – индикаторы слабо дешифрируемых тектонических швов;
- перьевые структуры (веерообразно расходящиеся пучки пластообразных, нередко клинообразных тел) – индикаторы расщепляющихся серий крутопадающих разрывов;
- системы продольных кливажных трещин, параллельных генеральному простиранию тектонических пластин, – согласные с простиранием осевых поверхностей складок, деформирующих пластины;
- системы диагональных (в частных случаях, поперечных) кливажных трещин, ориентированные под углом к генеральному простиранию пластин, намечающие места разворота (позднего изгибания) тектонических пластин;
- пачки пород контрастного состава с четко индивидуализированными пластами, благоприятные для выявления складчатых структур, в т. ч. складчатых структур, связанных с различными этапами деформаций;
- полосовидные участки, вытянутые вдоль простирания кливажных трещин или по азимуту погружения шарниров складок, как наиболее благоприятные для установления нормальной стратиграфической последовательности пластов в сложно-дислоцированных пачках и толщах;
- зоны сочленения крутопадающих и пологопадающих пластин, перспективные для установления соотношений между различными возрастными группами пластин.

Структурно-парагенетический анализ покровно-складчатых зон

Структурный парагенезис – ассоциация различных по размеру структурных форм, тесно связанных в пространственном отношении и близких по возрасту. Целесообразно использовать следующие термины (рис. 21):

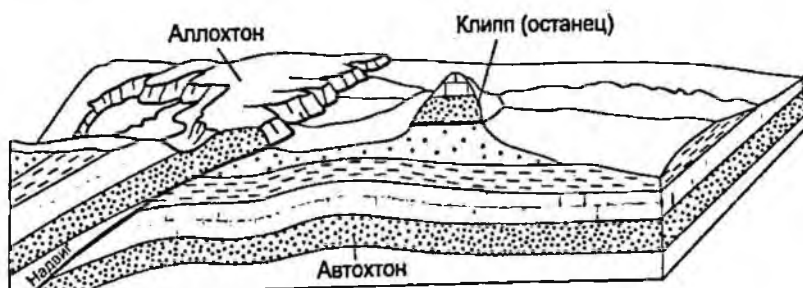


Рис. 21. Структурные элементы надвиговых зон.

- разлом сжатия – разлом, вызывающий укорочение произвольной плоскости, обычно плоскости слоистости;
- разлом удлинения – разлом, вызывающий удлинение произвольной плоскости;

- надвиг – разлом сжатия, пологая поверхность смещения;
- надвиговой покров (тектонический покров, шарьяж) – тектоническая единица, перекрывающая надвиг, масса пород, двигавшаяся вдоль поверхности надвига;
- ступенчатая траектория надвига – профиль надвига, характеризующийся чередованием пологих и крутых участков;
- линии пересечения надвиговых поверхностей;
- линии, маркирующие ареал смещения по надвигам.

Обычно надвиговые нарушения образуют закономерно построенные системы, стиль которых выдерживается в большинстве покровно-складчатых сооружений, независимо от их возраста. Общая классификация надвиговых систем представлена С.Бойером и Д.Эллиотом, которые выделяют чешуйчатые веера и дуплексы, с падением взбросов в сторону осевой части складчатой зоны, столбообразную антиформу с падением зоны в сторону платформы.

В чешуйчатых веерах блоки (чешуи) ограничены крупным надвигом только с нижней стороны, в дуплексах они заключены между двумя крупными надвигами. Дуплекс – это система надвигов с однообразно наклоненными разломами, плавно смыкающимися внизу с базальным надвигом, а наверху с кровельным надвигом; по другому определению – это семейство смещенных относительно друг друга чешуеобразных блоков, ограниченных снизу и сверху главными надвиговыми поверхностями. Характерные элементы дуплекса: базальный надвиг (крупный тектонический срыв), по которому сложнодислоцированные образования чехла соприкасаются с образованиями фундамента; главный (верхний) надвиг, играющий роль кровли дуплекса, крутонаклоненные субпараллельные разрывы, плавно смыкающиеся с базальным и верхним надвигами и служащие граничными поверхностями ломтевидных тектонических чешуй.

Надвиг – пологий взброс. При небольших углах наклона надвига теряет смысл представление о поднятом и опущенном крыльях. Различают автохтон (лежачее крыло) и аллохтон (висячее крыло). Шарьяж – крупный пологий надвиг с волнообразным сместителем. Изолированные выходы автохтона внутри аллохтона – окна, изолированные участки аллохтона внутри автохтона – останцы, или клиппы.

Тип дуплекса определяется соотношением амплитуд горизонтального смещения чешуй и шагом крутонаклоненных разрывов. Дуплексы первого типа с падением разрывов к внутренней части складчатой зоны возникают при относительно небольшой амплитуде горизонтального смещения при частичном перекрытии нижних пластин верхними; дуплексы второго типа формируются в тех случаях, когда величина горизонтального смещения примерно равна шагу между разрывами – границами чешуй; наконец, в тех случаях, когда величина перемещения значительно превышает расстояние между взбросами, происходит «перекидывание» нижних чешуй через верхние, а разрывы приобретают общее падение к форланду – в сторону платформы. Слои внутри блоков-чешуй часто локализируются в виде пары антиклиналь-синклиналь и грубо параллельны прилегающим разрывам. Выше и ниже дуплекса пласты могут быть не нарушены. Зеркальные (обволакивающие) поверхности внутри дуплекса, как правило, образуют с базальным надвигом угол не более 15° . Основное отличие дуплекса от чешуйчатого веера – наличие в дуплексе кроющего верхнего надвига (рис. 22).

Основное отличие дуплекса от чешуйчатого веера - наличие в дуплексе кроющего верхнего надвига.

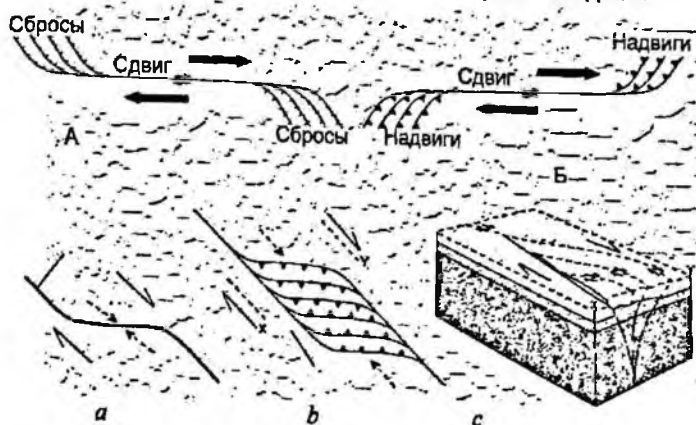


Рис. 22. Структурные парагенезисы сдвиговых зон. Сдвиговые смещения могут компенсироваться по серии расходящихся листрических сбросов (А) на полутных изгибах и надвигов (Б) на встречных изгибах, формируя структуру типа «конский хвост». Транспрессивные структурные ассоциации — сдвиговые дуплексами растяжения и сжатия (а — флексура, б — структура типа «конский хвост», с — при транспрессии отдельные пластины выдавливаются вверх из сдвиговой зоны и формируются дивергентные серии надвигов — «цветочная», или «пальмовая» структуры.

Геохронологические исследования

Изучение тектонических процессов, происходивших в областях конвергенции литосферных плит, является фундаментальной научной проблемой современной геотектоники. Исследования динамики и кинематики тектонических процессов (аккреция, коллизия, эксгумация) путем оценки времени и скорости их развития, направлений перемещений становятся все более актуальными в последние десятилетия. Возможность постановки таких задач связана в первую очередь с развитием методик геохронологических и структурно-кинематических исследований. Данные абсолютного возраста позволят более точно датировать основные этапы геодинамической перестройки региона.

Рудогенерирующие свойства геодинамических процессов, структурный контроль месторождений металлов и углеводородов определяют прикладное значение этих исследований, которые могут внести ясность в закономерности локализации рудных скоплений и повысить эффективность прогноза.

На сегодняшний день геохронологические исследования широко распространены во всем мире. На основе данных абсолютного возраста сопоставляются геологические образования разных континентов, особенно это актуально для докембрия (основного месторождения золоторудных месторождений).

В настоящее время распространены 4 метода абсолютных датировок древних толщ: калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый и уран-свинцовый. Но эти методики имеют свои недостатки. Наиболее достоверным из перечисленных методов остается только свинцовый. Он основан на химическом анализе урановых и ториевых минералов на предмет содержания в них конечных продуктов их распада — различных изотопов свинца. Для исследования используется наиболее устойчивый к температурным влияниям минерал — циркон.

Палеомагнитный анализ

Важным элементом геодинамического анализа являются палеомагнитные исследования, данные которых позволяют определить палеошироту образования геологических формаций, дать абсолютную оценку горизонтальных перемещений, разворотов различных блоков земной коры в ходе их геологического развития и на количественной основе производить палинспастические реконструкции. Палеомагнитные исследования основаны на трех фундаментальных допущениях, рассматриваемых как основные гипотезы палеомагнетизма (Палеомагнитология..., 1982):

1. В процессе образования горные породы намагничиваются по направлению существующего на тот момент геомагнитного поля, которое характеризуется вектором первичной намагниченности (I_n).

2. Приобретенная первичная намагниченность сохраняется в породе, в ходе последующих тектонических движений «деформируется» вместе с ней и может быть выделена из суммарной многокомпонентной естественной остаточной намагниченности.

3. Геомагнитное поле образовано диполем, помещенным в центр Земли, и ориентировано по его оси. В течение геологической истории геомагнитное поле претерпело множество обращений, т.е. изменений полярности.

Палеомагнитология решает как прямые, так и обратные задачи. В данном случае нас интересует прямая, к которой относится нахождение модуля и направления геомагнитного поля в определенный момент геологического прошлого. Решается эта задача посредством определения и оценки величины, ориентировки и природы вектора первичной намагниченности пород. Как известно, естественная остаточная намагниченность (I_n) представляет результирующую синхронной, «медленной», метасинхронной и др. составляющих, возникающих в породе в разные моменты геологической истории и имеющих разную степень сохранности. Первичная намагниченность пород, представляющая сумму синхронной и «медленной», выделяется посредством временной, температурной, химической и др. чисток.

Использование палеомагнитных данных основано на том, что тектонические движения сопровождаются поворотом масс горных пород и вызывают соответствующие изменения в ориентировке векторов первичной палеонамагниченности пород. Изменение географического положения блоков приведет к несоответствию современных географических координат точки наблюдения, вычисленным по палеошироте и ориентировке палеомеридиана.

В поле необходимо проводить отбор образцов для определения палеомагнитных характеристик изучаемых формационных комплексов в пределах различных тектонических единиц. Для таких исследований выбираются разновозрастные фаунистически охарактеризованные формации горных пород из различных тектонических единиц. Отбор образцов по выбранным возрастным срезам из различных покровов и тектонических единиц изучаемой складчатой области для определения палеоширот мест их первоначального формирования является основным исходным материалом для составления палинспастических карт и схем для выбранных возрастных уровней. Методика отбора образцов для палеомагнитных исследований подробно описана в книге «Палеомагнитология», изданной под редакцией А.Н.Храмова в 1982 г.

Отбор ориентированных штуфов на палеомагнитный анализ, учитывая сложную чешуйчато-складчатую структуру палеозойских образований, проводится по разрезам и сопровождается детальными структурно-литологическими наблюдениями, в частности, за кровлей — подошвой слоев. Из-за сильного кливажирования пород не всегда удается отобрать образцы нужного размера по разрезу. В этом случае отбор проводится по площадкам, с более или менее однородным литолого-петрографическим составом пород, стабильным структурным положением слоев и определенным возрастом. Отбор ориентированных штуфов осуществляется по естественным и, редко, искусственным обнажениям, частота отбора зависит от смены литологического состава пород.

Особое место в разработке геодинамических моделей занимают палинспастические реконструкции, т. е. реконструкции взаимных перемещений и относительного расположения в определенные периоды отдельных фрагментов литосферы (плит, микроплит, блоков и пр.), в рамках которых моделируется кинематика тектонических процессов. При создании глобальных и региональных реконструкций в качестве первоначальной основы могут быть использованы уже существующие разработки такого типа. Необходимые коррективы, исправления и дополнения должны быть внесены в соответствии с новыми данными по региону.

Выбор возрастных срезов для составления палинспастических карт желательно проводить коллективно, учитывая работы по съемке в пределах групп листов или даже сравнительно удаленных друг от друга территорий изучаемого складчатого пояса.

За последние годы данные палеомагнитных определений палеоширот районов формирования горных пород, слагающих складчатые пояса, перевели палинспастическую на качественно новый уровень и дали возможность составлять региональные палинспастические реконструкции для отдельных океанов и участков океанов геологического прошлого. Но, если для мезозойского и кайнозойского этапов геологической истории карты такого типа построены на богатом материале палеомагнитных определений палеоширот, то карты, построенные для более ранних геологических эпох фанерозоя и тем более протерозоя, во многом гипотетичны и основаны на значительно более скудном и ограниченном материале палеомагнитных определений. Поэтому при полевых исследованиях, выполняемых в настоящее время, при отборе образцов для палеомагнитного определения палеоширот их формирования, необходимо строго придерживаться выбранных возрастных интервалов, для которых будет проводиться составление палинспастических схем.

Геодинамическая карта

Итоговым документом проводимых исследований должна являться геодинамическая карта. Средне- и крупномасштабные геодинамические карты составляют в результате геодинамического картирования, специфичность которого состоит в применении, наряду со стандартными приемами, геологического картирования, геодинамического анализа, который используется на всех этапах региональных геологических исследований. Геодинамическое картирование может продолжаться во время геолого-съёмочных работ, входя в них как составная часть, но может выполняться самостоятельно.

Строгого определения того, что должны представлять геодинамические карты различных масштабов, инструкции и методические указания не содержат. Как считает С.С. Шульц-мл. с соавторами (1991; стр. 83), всякая геологическая карта несет

в себе элементы геодинамических реконструкций, поскольку возрастная раскраска и формационные индексы и крап отражают наши представления о том, когда и в каких условиях происходило накопление и формирование картируемых геологических формаций и какая их современная геологическая и тектоническая позиция. Однако, если ранее геологическая карта отвечала прежде всего на вопросы «когда» (возрастная цветовая раскраска осадочных и метаморфических толщ) и «что» (цветовая раскраска plutонических комплексов, крап и индексы для осадочных толщ, специальные значки для тектонических нарушений, разрывов и складок), то в настоящее время информация, отраженная на геодинамической карте, должна давать ответ и на вопрос «где» происходило формирование картируемых геологических образований (т. е. отражать палеошироты места накопления осадочных и вулканогенных толщ каждой тектонической единицы в составе фундамента и мест формирования plutонических комплексов) и «как», в каких условиях (в рифтовой зоне океанического хребта, на океаническом дне, в пределах внешней или внутренней части островной дуги, в окраинном море, на пассивной или активной континентальной окраине, в пределах внутриконтинентального рифта и т. д.) формировался комплекс картируемых горных пород.

По сути геодинамическая карта — это картографическое изображение геологического строения какого-либо участка земной коры, отражающее распределение по площади (районирование), условия залегания и соотношения аллохтонов и автохтонов; возрастные и структурные взаимоотношения структурно-вещественных комплексов горных пород (СВК), сформировавшихся в различных геодинамических обстановках (рифтов, островных дуг, задуговых бассейнов, зон коллизии и т. п.). Геодинамическая карта должна также содержать информацию о литолого-фациальных и структурных особенностях СВК, характеризующих геодинамическую обстановку их формирования. Разрывные нарушения (разломы, надвиги, раздвиги, сдвиги и т. п.) должны быть охарактеризованы по глубинности, иерархии, кинематике, физическим полям. Должна быть также показана их связь с определенными геодинамическими процессами и обстановками. Геодинамическая карта должна, таким образом, отражать вещественный состав, последовательность (возраст) и условия формирования комплексов горных пород, взаимосвязь и соотношение структур, эволюцию геодинамического развития, кинематические характеристики и глубинное строение закартированного участка земной коры.

Исходя из этих положений, а также учитывая опыт создания близких по масштабу геодинамических карт в Киргизии, Казахстане, на Урале, были выработаны следующие положения, которые должны лечь в основу геодинамической карты:

1. Карта должна создаваться на формационной основе, крапом показываются конкретные геологические формации.

2. Цветом отображаются формации, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках: коричневым — во внутренних частях литосферных плит, зеленым — на конвергентных границах плит, синим — на дивергентных границах плит, красным — в зонах коллизии, желтым — формации внутриплитной активизации.

3. Красными линиями наносятся разрывные нарушения, красными линиями с зубцами — наволоки (зубцы направлены в сторону падения наволока); залитые зубцы — у главных наволоков, разделяющих структурно-вещественные комплексы; не залитые зубцы — у локальных наволоков. Один зубец — герцинские наволоки, два зубца — каледонские наволоки.

4. Стрелками указывается вергентность складок, залитые стрелки – каледонского времени, не залитые – герцинского.

5. В зарамочном оформлении приводится легенда осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций в матричной форме, где по вертикали отражен геологический возраст, а по горизонтали – геодинамические обстановки формирования; а также вариант легенды, где в вертикальной последовательности даны геологические формации и их возраст.

6. Для удобства восприятия на полях карты дается профильная схема расположения основных геодинамических обстановок (показаны цветом) океанического бассейна в режиме максимального раскрытия и закрытия.

7. Результаты структурно-кинематического анализа (ориентировка складок в телах покровов, их вергентность) выделяются в виде таблицы, где для каждого СВК и аллохтона указываются проявленные в них этапы деформаций в виде стрелок, ориентированных в направлении подвига. Залитые стрелки показывают подвиг в каледонских аллохтонах, не залитые – в герцинских СВК.

8. Данные палеомагнитных определений наносятся на схемы тектонического районирования (СВК), где указываются шарьяжные контуры и условными знаками – площади распространения герцинских и каледонских покровов и аллохтонов; а синими стрелками – направление на палеополюс, рядом в виде дроби в числителе – палеоширота области накопления, в знаменателе – время формирования анализируемых пород. Палинспастические реконструкции в профильном и площадном вариантах приводятся в текстовой части отчета.

9. В виде мелкомасштабной схемы приводится местоположение Южного Тянь-Шаня в основных палеозойских структурах Тянь-Шаня.

Развитие во времени исследуемого объема земной коры дополнительно характеризуется специально организованной системой условных обозначений (легендой), которая составляется в виде таблицы. Легенда должна содержать информацию о геодинамической эволюции отдельных блоков, составляющих исследуемую площадь.

Таким образом, по содержанию структурной нагрузки, количеству выделенных СВК и их возрастному расчленению геодинамические карты сопоставимы с традиционными геологическими картами аналогичного масштаба или превосходят их. Однако, принципиальные отличия названных карт состоят не столько в способе построения легенды, сколько в методике самого картирования. Традиционно предполагаемая объективность геологического картирования, заключающегося в выделении и оценке возраста геологических тел и нанесении на карту их границ, на практике оборачивается освобождением геолога-съемщика от обязанностей предвидения того, что он должен обнаружить при картировании. В результате геолог приступает к картированию без четко выработанной стратегии и тактики. Отсюда неизбежность методических и фактурных ошибок, особенно в регионах, имеющих покровно-складчатое строение. Напротив, геодинамическое картирование базируется на предварительно разработанных моделях (в т. ч. альтернативных), задачами проверки, выбора и оптимизации которых определяются стратегия и тактика исследований. Вместе с тем, необходимо помнить, что геодинамические комплексы разных регионов имеют сходное строение только в самом общем виде; в каждом конкретном регионе и геологическом участке они характеризуются индивидуальными структурными и вещественными особенностями.

Глава V. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ – ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Самый крупный из фанерозойских – Центрально-Азиатский орогенный пояс, представляющий коллаж из многочисленных сиалических блоков, фрагментов островных дуг и океанической коры, сформировался в результате последовательного закрытия Палео-Азиатского океана в позднем палеозое, существовавшего в интервале 850–320 млн. лет (Р.Н.Абдуллаев, 1975; Г.Буалло, 1985; В.С.Буртман, 1976; В.С.Буртман и др., 1977). В южной части этого пояса расположена Тяньшаньская складчатая система (Г.С.Абдуллаев и др., 2016; Ю.А.Богданов и др., 1998; В.С.Буртман и др., 1972; 2006), которая простирается на 3500 км через республики Центральной Азии, от Центральных Кызылкумов Узбекистана, пересекая Казахстан, Таджикистан и Киргизию до Джунгарского разлома, на северо-западе Китая (Синьцзян).

В результате сложной геологической истории Тянь-Шань оказался одним из самых перспективных районов планеты в отношении полезных ископаемых, включающий крупнейшие рудные районы на золото, серебро, уран, вольфрам, медь, свинец, цинк, молибден, железо, озокерит, серу, мышьяк; в межгорных впадинах были обнаружены месторождения нефти (Ферганская долина), бурого и каменного угля.

В связи с этим Тяньшаньский складчатый пояс является одним из важнейших для мировой экономики регионов, что требует исследования его геологической истории и строения. Понимание геологического строения Тянь-Шаня немаловажно для экономического развития региона, а также способствует качественному пониманию геологии планеты.

Геодинамическое районирование Западного Тянь-Шаня

Тяньшаньская складчатая система формировалась в несколько этапов. Современный горный рельеф Тянь-Шаня возник в конце палеогена и неогене в процессе вторичного орогенеза, связанного с коллизией Индостанского континента с окраиной Евразии после закрытия океана Тетис. Этот пояс на территории Узбекистана можно разделить на три ветви (Срединный, Южный и Юго-Западный Тянь-Шань), формирование которых различается временем проявления субдукционно-коллизионных процессов и отражено в возрасте осадочно-вулканогенных и магматических образований, офиолитовых, аккреционных и платформенных комплексов, а также складчатых и метаморфических преобразованиях (рис. 23).

Северный Тянь-Шань

Северный Тянь-Шань представляет систему веерообразно расходящихся в западном направлении горных хребтов: Терской-Алатау, Кокшаалтау, Заилийского Алатау, Кунгей Алатау, Киргизского, Таласского, Ферганского и др. На территории Северного Тянь-Шаня преимущественно развиты допалеозойские метаморфические и нижнепалеозойские островодужные осадочно-вулканогенные образования. Около половины региона на поверхности занимают гранитоиды ордовика-силура. Средне-верхнепалеозойские образования на территории Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы развиты слабо, что дает основание отнести ее к областям каледонской складчатости. Его южная граница со Срединным Тянь-Шанем может

быть проведена по линии Николаева или по полосе распространения офиолитов (Киргиз-Терской океана).

В тектоническом отношении в состав Северо-Тяньшаньской складчатой системы входят комплекс докембрийского основания (допалеозойский фундамент), каледонский складчатый комплекс (венд – нижний силур), позднекаледонский (лигурийский) орогенный комплекс (верхний силур – пермь).

Комплекс докембрийского основания (1. СВК Муюнкум). Докембрийские отложения широко развиты в Северном Тянь-Шане. Они сложены амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами с гранатом и дистеном, а также метаморфизованными и карбонатными породами.

Древний фундамент Северного Тянь-Шаня вскрыт в Киргизском и Таласском хребтах. Принято считать, что выступы допалеозойского гранитно-метаморфического комплекса относятся к единому континентальному массиву – Муюнкуму, находящемуся под чехлом Муюнкумской впадины в низовьях р. Чу и обнаженном Киргизском хребте.

Каледонский складчатый комплекс. В Северном Тянь-Шане представлен двумя типами разрезов. Первый (2. СВК Талас) сформирован на пассивной окраине Каратау-Таласского массива и сложен преимущественно осадочными породами. Нижняя часть этого комплекса, установленного в хребте Малый Каратау, представлена песчано-глинистыми вендскими отложениями. На вендском уровне также развиты залегающие с пологим несогласием тиллитоподобные конгломераты мощностью около 500 м, выше которых сформирован непрерывный разрез известняков и доломитов мощностью более 2000 м.

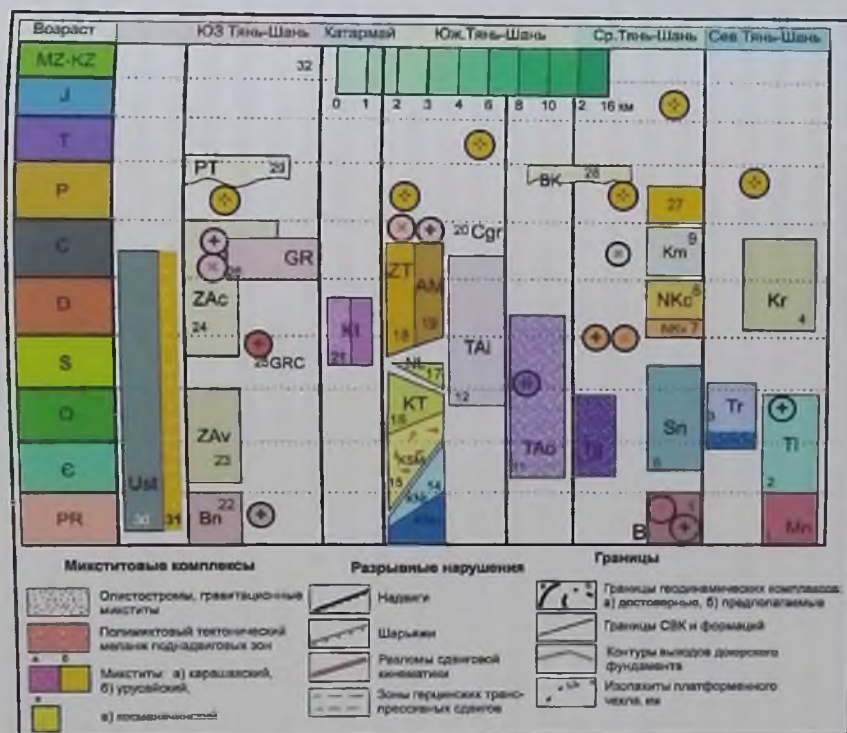
Более молодые отложения (средне- и верхнеордовикские) представлены песчаниками, вулканитами, известняками и глинистыми фациями. В породах позднего ордовика присутствуют эффузивы и туфы, в них внедряются каледонские гранитоиды и формируются крупные батолиты – Кунгейский, Сусамырский и др.

Второй тип разреза (3. *Киргиз-Терский СВК*) имеет океанское происхождение и представлен, в основном, вулканическими породами. Он сформирован между Муюнкумским, Сырдарьинским и Каратау-Таласским массивами и прослеживается от западной части Киргизского хребта к району оз. Сон-Куль и верховьям р. Нарын. Эта зона имеет сложное строение и характеризуется наличием офиолитового нижнепалеозойского комплекса и островодужных андезибазальтовых вулканитов, смещенных разрывами и разобщенных выходами гранитоидов. Офиолитовый комплекс представлен гипербазитами, подушечными базальтами, туффитами, габброидами в составе массивов с параллельными дайками диабазов, а также кремнями и кремнистыми известняками.

Островодужные образования сложены базальтами, андезитами, дацитами, туфами, в т. ч. риолитовыми, а также известняковыми отложениями с мелководной фауной конца раннего или начала среднего кембрия. Общая мощность данных слоев островодужной постройки составляет около 2000 м. В конце ордовика в результате коллизии образовались гранитные формации Северного Тянь-Шаня, обладающие весьма сложной структурой. Смятые в складки слои смещены по более поздним, в т. ч. позднепалеозойским разрывам, а структура этого комплекса перестраивалась, и не один раз, более поздними движениями, вплоть до кайнозойских. Это привело к возникновению тектонических покровов, надвиговых пластин с различным наклоном, тектонических чешуй, состоящих в т. ч. из серпентинитового меланжа.



Рис. 23. Карта геодинамического минерагенического районирования орогенного пояса Западного Тянь-Шаня.



Западный Тянь-Шань: 21 – СВК Катармай (Кт) – Катармай-Рабинджан-Вашанская зона, разделяющая Южный и Юго-Западный Тянь-Шань; серия микститовых толщ, включающих породы от ордовика до карбона, в т. ч. офиолитовый меланж, 22 – СВК Байсун (В) – метавулканогенно-терригенная формация, основание Таджикского континента; Зеравшано-Алайский СВК: 23 – каледонский структурный этаж (ZAv) – вулканогенно-терригенные и метатерригенные формации О, 24 – герцинский структурный этаж (ZAc) – карбонатная формация (S-C); 25 – Сурхантау-Байсунский комплекс (GRC) – гранитоиды S-типа (S₇); 26 – Гиссарский СВК (рифтогенный) (GR) – кремнисто-терригенно-вулканогенная (базальт-андезит-риолитовая) формация, гранитоиды М и I-типа (C₁-C₂), терригенно-олистоостромовая толща (C₂); Постколлизийные комплексы: 27 – Чаткало-Кураминский СВК (PCg) – габбро-сиенитовые и гранитоидные комплексы А-типа; 28 – СВК Букантау-Карачатырский (BK) – молассовидная C₁-P₁ формация междугового бассейна; 29 – СВК Бештеля (PT) – молассовые отложения задугового бассейна Палеотетиса Р-Т₁, Устьюртский микроконтинент; 30 – СВК Устьюрт (Ust); 31 – Урусайский микстит. 32 – мезозой-кайнозойский платформенный чехол.

Усл. обозн. к рис. 23. Северный Тянь-Шань: 1 – СВК Муюнкум (Mn) – гранитно-метаморфический комплекс докембрийского основания; 2 – СВК Талас (Т) – каледонский терригенно-карбонатный осадочный чехол; 3 – Киргиз-Терсейский СВК (Тг) – каледонские офиолитовый и островодужный (гранитоиды и андезитбазальты) комплексы; 4 – герцинский осадочный чехол (Кг) – известняки, песчаники, конгломераты. Срединный Тянь-Шань: 5 – СВК Бештор (Bt) – протерозойские гнейсы, гранитоиды и вендские терригенные породы докембрийского основания; 6 – СВК Сандалаш (Sn) – аккрецированные слабо-метаморфизованные отложения флишевой формации каледонского складчатого комплекса (O-S₁); Кызылкум-Нуратинский СВК: 7 – (NKv) раннегерцинские (S₂-D_{1,2}) вулканогенно-осадочные и интрузивные образования; 8 – (NKc) раннегерцинский терригенно-карбонатный чехол; 9 – Кураминский СВК (Km) – среднегерцинские (C₁-C₂) вулканогенные образования и гранитоиды I-типа; 10 – СВК Каратерек (Тг) – каледонский офиолитовый покров образований Туркестанского палеобассейна. Южный Тянь-Шань. Тектонические покровы: 11 – СВК Туркестано-Алайский, офиолитовый верхний покров (TAo) – субгаукофановые метаморфические сланцы, серпентинизированные гипербазиты, габбро (E-D), плагиограниты с олистоостромовой толщей в основании покрова; 12 – СВК Туркестано-Алайский, островодужный нижний покров (Tai) – терригенные образования (O-S), кремни (D), вулканогенные толщи (S и D-C). Условный автохтон. Кызылкум-Нуратинский СВК, раннекаледонский аккреционный комплекс: 13 – метавулканогенно-кремнисто-карбонатная формация R₁ (Knc); 14 – метатерригенная формация O₁₂ (Knt); Кызылкум-Туркестанский СВК, позднекаледонский аккреционный комплекс: 15 – космачинский микстит (KSM); 16 – терригенная формация O₃ (KT); 17 – Нуратау-Лятобандский СВК (NL) – вулканогенно-терригенная формация S₁; 18 – Зеравшано-Туркестанский СВК (ZT), карбонатная формация Букантауского-Тамдытау-Нуратинского блоков с олистоостромой в верхней части разреза (D-C₂); 19 – СВК Актау-Мальгузар (AM), карбонатная формация с олистоостромой в верхней части разреза (D-C₂); 20 – Каттаич-Шуракский СВК (Cgr), коллизийные гранитоиды S и I-типов.

Отложения нижнего силура обнаружены лишь в китайской части Северного Тянь-Шаня.

Позднекаледонский (лигурийский) орогенный комплекс (4. СВК Каратау). Начиная с верхнего силура, Северный Тянь-Шань вступил в орогенный этап развития. Верхнесилурийские и девонские отложения либо отсутствуют, либо представлены красноцветной молассой, в основном верхнедевонской, но сильно развиты вулканоплутонические образования. Девонские вулканические толщи представлены андезитами, дацитами, риолитами и щелочными породами — лейкогранитами, щелочными риолитами и базальтами. В Северном Тянь-Шане девонских известняков нет, осадочный чехол Северного Тянь-Шаня начинается отложениями нижнего карбона, сложенными сероцветными песчаниками и конгломератами. Отложения среднего карбона содержат прослойки угля и покровы андезитов, верхний карбон не развит.

Срединный Тянь-Шань

Срединный Тянь-Шань протягивается субширотной полосой шириной 20-100 км южнее Северного Тянь-Шаня, к нему относят хребты, обрамляющие с севера Ферганскую и Нарынскую впадины (Чаткальский, Нарынский и др.). Восточная (или Нарынская) часть Срединного Тянь-Шаня сдвинута относительно западной (Чаткальской) по Таласо-Ферганскому сдвигу. Граница между Чаткало-Нарынской зоной и Южным Тянь-Шанем тектоническая, и проводится по Атбаши-Илыльчекскому и Карасуйскому разломам.

Этот пояс представляет герцинский надсубдукционный вулканоплутонический пояс (ВПП) активной окраины Палеоказахстанского континента, сформированного каледонскими коллизионными процессами, когда докембрийские сиалические блоки были соединены каледонскими аккреционными комплексами, состоящими из островодужных и офиолитовых образований, прорванных коллизионными гранитоидами. В составе Срединного Тянь-Шаня различают: докембрийский фундамент, состоящий из кристаллических пород Сырдарьинского континентального массива, нижнепалеозойский (кембрий-ордовикский) складчатый и офиолитовый комплексы, герцинский (девон-пермский) чехол Палеоказахстана и ВПП его активной окраины.

В пределах Кураминского и в центральной части Чаткальского хребта додевонский фундамент существенно отличается по своему составу от остальной части Срединного Тянь-Шаня. Он включает офиолитовую ассоциацию нижнего — среднего ордовика, состоящую из метаморфизованных гипербазитов и амфиболизированных габбро, а также хлорит-эпидотовых сланцев по базальтам океанского типа, которые, вероятно, покрывались граувакками, силицитами и глинистыми сланцами. Офиолиты моложе, чем северо-тяньшаньские, но близки по возрасту к типичным для Южного Тянь-Шаня. Здесь же распространены турбидиты среднего — верхнего ордовика, обычные для всей северной части Тянь-Шаня.

Комплекс докембрийского основания (5. СВК Бештор). В Срединном Тянь-Шане вскрывается в хребтах Большой Каратау, Пскемском, Угамском, Чаткальском, Кураминском. Нижний докембрий (архей-протерозой) представлен амфибол-биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами, относящимися к позднеархейскому гнейсо-гранулитовому поясу. В архейские гнейсы внедряются раннепротерозойские гранит-гранодиоритовые интрузии. Рифей в Срединном Тянь-Шане представлен выходами кварцитов, карбонатов и филлитов, а также кварцевыми порфирами, аркозовыми песчаниками и конгломератами.

Вендские отложения Срединного Тянь-Шаня хорошо развиты и представляют комплекс тиллитоподобных конгломератов, известных как джетымская серия и, в пределах Республики Узбекистан, шорасуйская свита мощностью около 900 м. Джетымская серия представлена сероцветными конгломератами и ленточными породами мощностью до 1500 м. Происхождение этих пород имеет олистостромовую природу в основании офиолитового покрова.

Нижнепалеозойский складчатый комплекс представлен аккретированными слабометаморфизованными отложениями флишевой формации (6. СВК Сандалаш) континентального склона, которые находятся в тектонических взаимоотношениях с офиолитовым комплексом (10. СВК Каратерек) — результат каледонской обдукции Туркестанского палеоокеана. В состав СВК входят:

- пироксениты, антигоритовые серпентиниты, габбро-амфиболиты и актинолитовые сланцы, представляющие меланократовое основание палеобассейна;
- вулканогенно-осадочный чехол офиолитов, сложенный внизу аповулканическими хлорит-эпидотовыми и другими сланцами, с пачками кварц-серицитовых и кремнистых сланцев. Выше залегают филлиты, туфопесчаники, дистальные турбидиты, кремни и базальты;
- кремни, глинисто-кремнистые сланцы, с подчиненными прослоями алевролитов и покровов базальтов в верхней части разреза.

Магматизм ордовика-нижнего силура, в отличие от Северного Тянь-Шаня, отсутствует.

Герцинские комплексы Срединного Тянь-Шаня. Соединение Сырдарьинского и Муонкумского континентов, включающих каледонские аккреционные комплексы привело к образованию Палеоказахстанского континента в конце ордовика-силуре. Срединный Тянь-Шань с этого времени становится южной окраиной континента, обращенной к Туркестанскому океаническому бассейну, следы которого сохранились в Южно-Тяньшаньском сооружении и в Курама-Терексайском районе (см. выше). Северный Тянь-Шань является внутренней областью нового континента, а Джунгаро-Балхашский регион играет роль его северо-восточной (в современных координатах) окраины.

Субдукционные процессы на северной окраине Туркестанского бассейна привели к формированию Бельтау-Кураминского ВПП, реставрированная ширина которого в среднем доходит до 120 км. Этот ВПП протягивается вдоль южной окраины Казахстанской плиты от Срединного Тянь-Шаня под кайнозойским осадочным чехлом северной части Кызылкумов до Приаралья, где он разворачивается в меридиональном направлении и далее протягивается к Уралу. Этот пояс сложен тремя группами магматических формаций Бельтау-Кураминского ВПП, которые группируются в двух магматических узлах, окруженных областями преимущественного карбонатонакопления. Строение герцинского комплекса отражает три этапа магматической активизации на активной окраине Палеоказахстана.

На первом этапе в позднем силуре-раннем девоне сформировался Нуратау-Кураминский надсубдукционный магматический пояс, на западе представленный трахиандезитами, трахибазальтами и трахириолитами чимкурганской и бандской свит, а на востоке — катрангинской и калканатинской свитами, где они находятся в ассоциации с гранитоидами I-типа каракинского, башкызылсайского и кызатинского комплексов. Девонский магматический пояс не прослеживается восточнее, в Центральном Тянь-Шане, однако признаки активной окраины намечаются на

крайнем востоке пояса, на территории Китая, где установлены граниты с ранне- и позднедевонскими изотопными возрастами. Образования этого этапа объединены в Кызылкумо-Нуратинский СВК (S_2-D_{1-2}), сложенный гранитоидами I-типа, а также нижнедевонской терригенно-вулканогенной (андезиты, дациты, липариты, щелочные базальты) формацией. Различаются 2 типа СВК – вулканогенный – 7 и карбонатный – 8.

На втором герцинском этапе, в каменноугольный период в Чаткало-Кураминском регионе проявился вулканизм с известково-щелочным профилем, который выделен как 9 – Кураминский СВК-9 (C_1-C_3). Он представлен преимущественно гранитоидами I-типа (монзонит-гранитовый, монцодиорит-гранодиоритовый, гранит-адмеллитовый, габбро-сиенитовый комплексы), лавами и туфами риопитов, дацитов, трахибазальтов, трахиандезитов.

К востоку от Таласо-Ферганского разлома продолжение Бельтау-Кураминского ВПП можно установить в Нарынской части Срединного Тянь-Шаня, где известны небольшие останцы вулканитов среднего карбона – нижней перми, а также гранитоиды. Среди последних часть относится к I-типу и имеет среднекарбонный возраст (Сонкульский, Уланский массивы), реже встречаются граниты S-типа.

Южный Тянь-Шань

Южный Тянь-Шань – хорошо выраженная альпинотипная складчато-надвиговая система, которая прослежена более чем на 2000 км от гор Султанувайс в Южном Приаралье до восточной части китайского Тянь-Шаня. Этому поясу соответствуют северные горные массивы Кызылкумов, Нуратинские горы, Туркестано-Алайская система к югу от Ферганской депрессии и Ферганский хребет, ограничивающий ее с востока; далее к востоку – Атбашинский, Джаныджерский, Борколдойский и Кокшальский хребты киргизского Тянь-Шаня, высочайшие в этой горной системе вершины Хан-Тенгри и пик Победы и затем, на китайской территории, хребты Халыктау, Эрбен и другие.

В структурном отношении Южный Тянь-Шань представляет сложное шарьяжно-складчатое сооружение, в котором каледонские аккреционные комплексы, включающие терригенный флиш, кремнисто-вулканогенные и черносланцевые толщи протерозоя-раннего палеозоя, запечатаны девон-среднекаменноугольным карбонатным чехлом, на который шарьированы ранне-среднепалеозойский офиолитовый комплекс Туркестанского океана и вулканогенно-карбонатно-терригенные образования его активной окраины. Это сооружение прорвано позднепалеозойскими коллизионными и внутриплитными гранитоидами и перекрывается пермской молассой междугловых прогибов и окраины Палеотетиса.

Граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем в основном погребена под чехлом молассовых образований (поздний карбон-пермь), континентально-морских (средняя юра-палеоцен) и неоген-четвертичных отложений. Эта граница, представляющая сутуру, маркируется высокобарическими метаморфическими сланцами маджерумской, кумбулакской, учкудуктауской свит и каннской серии, занимающих самое верхнее положение в структуре Южного Тянь-Шаня. В основании метаморфических сланцев, как правило, залегает серпентинизированный гипербазит-габбро-плагิโอгранитовый комплекс в виде тектонических линз, реже, расслоенных массивов. Метаморфические сланцы и подстилающие гипербазиты имеют сложную историю формирования, это аккретированные фрагменты разрезов коры океаниче-

ского типа и островных дуг (от ордовика до карбона), погруженные в зоне субдукции до глубин 25 км и эксгумированные в раннем-среднем карбоне. Южная граница проходит по Катармайской сuture.

Главной особенностью этого пояса является то, что позднегерцинские надви- ги разделили его на три блока (рис. 24): Актау-Мальгузарский, Тамдытау-Нуратин- ский и Букантауский с однотипным трехъярусным строением. Эти блоки разделены Актау-Мальгузарским и Главным надвигами. Образования Актау-Мальгузарского блока (19. СВК Актау-Мальгузар) обнажены в восточной части пояса, а также в тектонических окнах в горах Актау (Дебелянд) и Мальгузар, где на них надвинуты протерозой-среднеордовикские образования нижнего, каледонского структурного этажа Тамдытау-Нуратинского блока.

Тамдытау-Нуратинский блок занимает большую часть Нуратинских гор, цен- тральную часть Кызылкумов и выступает в тектонических окнах Кокпатас, Ожет- пес, Бозтау, Джетымтау II. Он имеет сложное покровно-складчатое строение, что хорошо видно при широтном пересечении Нуратинских возвышенностей (рис. 25).

Букантауский блок развит в одноименных горах и по северной кромке Нуратин- ского хребта. Главный надвиг, разделяющий последние два блока, прослеживается в

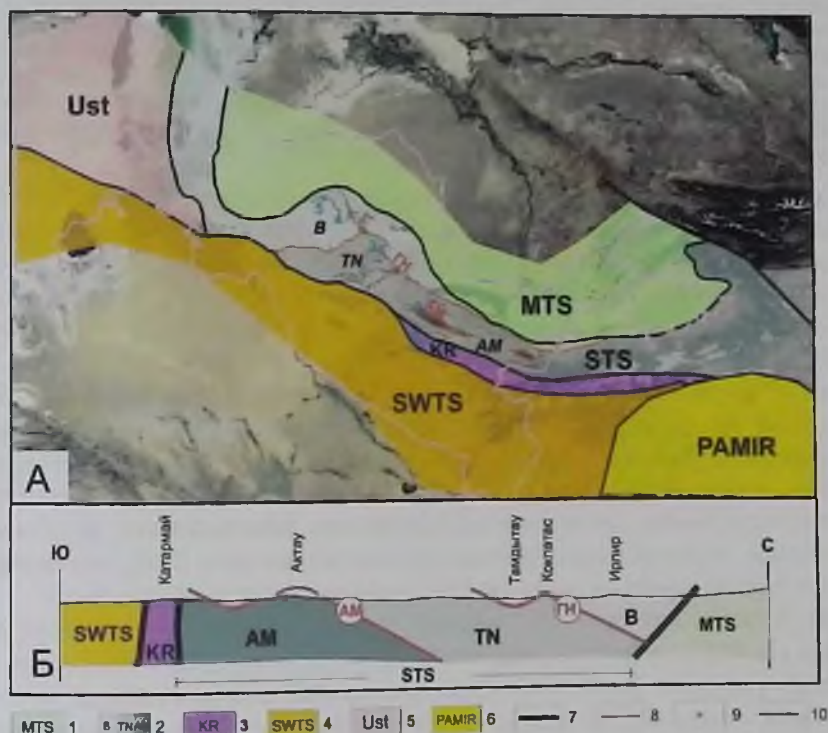


Рис. 24. Складчато-надвиговые пояса Западного Тянь-Шаня: А – на космоснимке; Б – прин- ципиальный разрез. 1 – Срединный Тянь-Шань; 2 – Южный Тянь-Шань – МТС (Б – Букантауский, TN – Тамдытау-Нуратинский, AM – Актау-Мальгузарский блоки); 3 – Катармай-Рабинджанская су- тура KR; 4 – Юго-Западный Тянь-Шань – SWTS; 5 – Устюртский микроконтинент – Ust; 6 – Памир- турная система; 7 – разломы, разделяющие геодинамические комплексы; 8 – надвиги, разделяющие блоки Южного Тянь-Шаня (ГН – главный надвиг, AM – Актау-Мальгузарский надвиг); 9 – участки узлового строения показанные на принципиальном разрезе: 1 – Катармай, 2 – Актау, 3 – Тамдытау, 4 – Кокпатас, 5 – Ирлир; 10 – государственная граница Узбекистана.

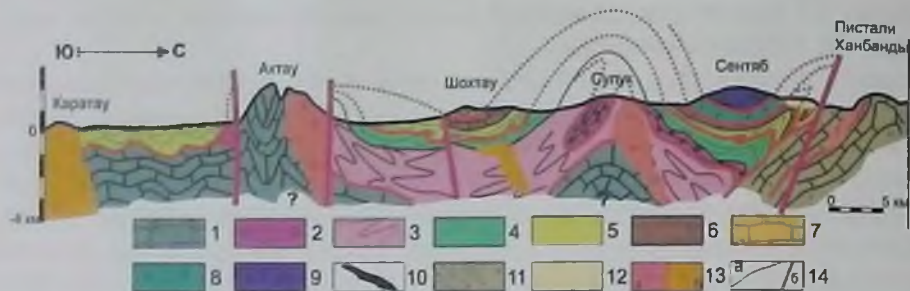


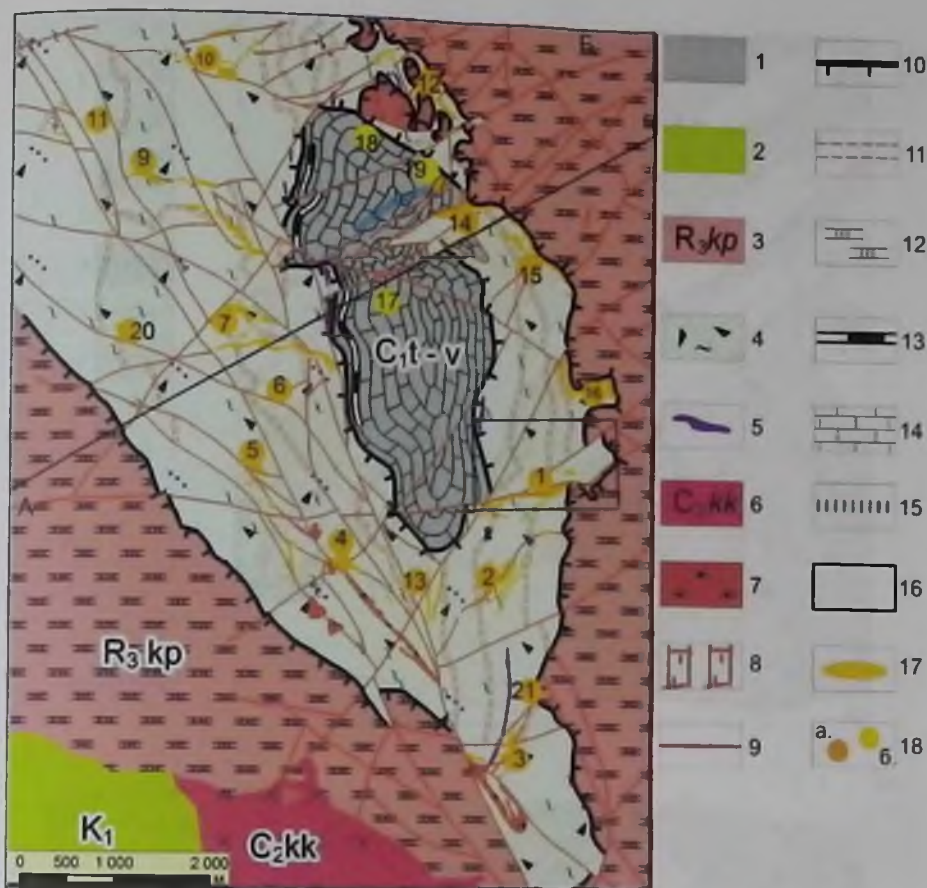
Рис. 26. Схематический разрез Нуратинских гор (Р.Х.Миркамалов, 2010). Южный Тянь-Шань: 1 — автохтон, карбонатный чехол (S_2-C_2) Афгано-Таджикского континента с флиш-олистостромовой формацией C_{2-3} ; аллохтонные комплексы: 2 — докембрийский аккреционный комплекс (вулканогенно-карбонатно-кремнистая формация, суваликская свита); 3 — докембрийский аккреционный комплекс (метатерригенная, черносланцевая формация нижнекансайская подсвита); раннепалеозойский аккреционный комплекс: 4 — нижний покров (метатерригенная, черносланцевая формация, верхнекансайская подсвита O_2); 5 — верхний покров, терригенно-флишевая формация O_{2-3} ; 6 — средне-позднепалеозойский карбонатный чехол D_1-C_2 ; герцинский аккреционный комплекс Туркестанского палеоокеана: 7 — островные дуги и невулканогенные поднятия; 8 — кремнисто-базальтовый слой коры океанического типа; 9 — высокобарические низко-температурные (НПЛТ) метаморфические сланцы (маджерумская свита); 10 — альпинотипные гипербазиты в подошве метаморфических сланцев; 11 — Срединный Тянь-Шань: рифтогенные вулканогенные комплексы D_{1-2} ; карбонатная формация D_2-C_1 ; флиш-олистостромовая формация C_1-C_2 ; 12 — моласса междугового прогиба C_3-P ; 13 — гранитоидные комплексы: коллизионные гранитоиды I и S-типов (а), интрузивные гранитоиды А-типа (б); 14 — главные разрывные нарушения: надвиги в подошве шарьяжей (а), альпийские взбросо-сдвиги (б).

виде меланжированных толщ в тектонических окнах на площади Букантауских гор. К примеру, в районе Кокпатаасской антиформы (рис. 26) видно, что карбонатная формация девона-карбона выступает на дневную поверхность из-под надвинутых на них по Главному надвигу кремнисто-карбонатной кокпатаасской свиты R_3 . Зона надвига выполнена меланжированной карашахской свитой, включающей блоки альпинотипных гипербазитов букантауского комплекса.

Аналогичное тектоническое окно установлено в горах Джитымтау II (рис. 27), в центральной части которых выступает карашахская свита C_2 из-под надвинутых на нее ордовикских образований коксайской и люпекской свит, при этом в зоне меланжа Главного надвига присутствуют блоки кокпатаасской свиты. Люпекская свита стратиграфически перекрывается карбонатной формацией девона-карбона, на которую, в свою очередь, надвинута вулканогенная тубабергенская свита D_2-C_2 с кангашарской олистостромой среднего-верхнего карбона в основании.

В северо-восточной части гор Тамдытау Главный надвиг сопровождается зоной меланжа, в котором сохранены фрагменты разрезов аккудукской, тайманской, учкудуктауской и др. свит. Далее этот надвиг прослеживается в центральной части возвышенности Сангрунтау, где разделяет две карбонатные гряды, представляющие латеральные аналоги Мурунтауской и Ирлирской свит (рис. 28).

На восток Главный надвиг трассируется южнее гор Дарбазатау (образования этой возвышенности относятся к северному, Букантаускому блоку), далее по северным предгорьям хребта Северный Нуратау, через поселок Темиркабук, рудопроявление Каракудук и далее через низовья Сентябсая, огибая с юга Богамбирскую гряду, погружаясь под осадочный чехол в Мальгузарском и Ферганском сегментах Южного Тянь-Шаня. В пределах Нуратинского отрезка выделяется меланж



Разрез по линии А-В

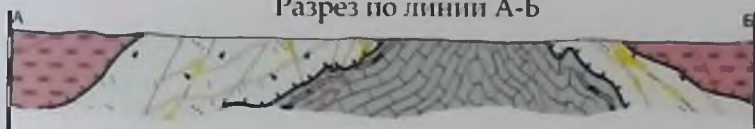


Рис. 28. Геологическая карта Кокпатасского рудного поля. 1 – отложения девона-карбона; 2 – меловые отложения; 3 – кокпатасская свита: сланцы кремнистые, metabазальты; 4 – карашахская толща: туфопесчаники, туфобрекчии, туфоалевролиты, рассланцованные лавы андезитоидного состава; 5 – гипербазиты альпинотипные; среднекаменноугольный кокпатасский кварцево-диорит-гранитовый комплекс: 6 – гранодиориты, адамеллиты, 7 – кварцевые порфиры; 8 – метасоматически преобразованные породы; 9 – разломы разной кинематики; 10 – надвиг; 11 – зоны повышенного рассланцевания; 12 – кремни, кварциты, сланцы с линзами карбонатов и metabазальтов; 13 – горизонты бокситов; 14 – карбонатные породы; 15 – зона окварцевания; 16 – граница участка Южный; 17 – золоторудные тела; 18 – участки: а – золоторудные; б – серебрянорудные. Цифры на рисунке: 1 – Южный I, 2 – Южный II, 3 – Ближний, 4 – Придорожный, 5 – Дорожный, 6 – Западный IV, 7 – Западный III, 8 – Западный II, 9 – Западный I, 10 – Сульфидный, 11 – Кварцевое, 12 – Дайковое, 13 – Южный III, 14 – Центральный, 15 – Восточный I, 16 – Карашохо, 17 – Антимонитовый, 18 – Серебряный I, 19 – Серебряный II, 20 – Северо-Западный, 21 – Приконтактный.

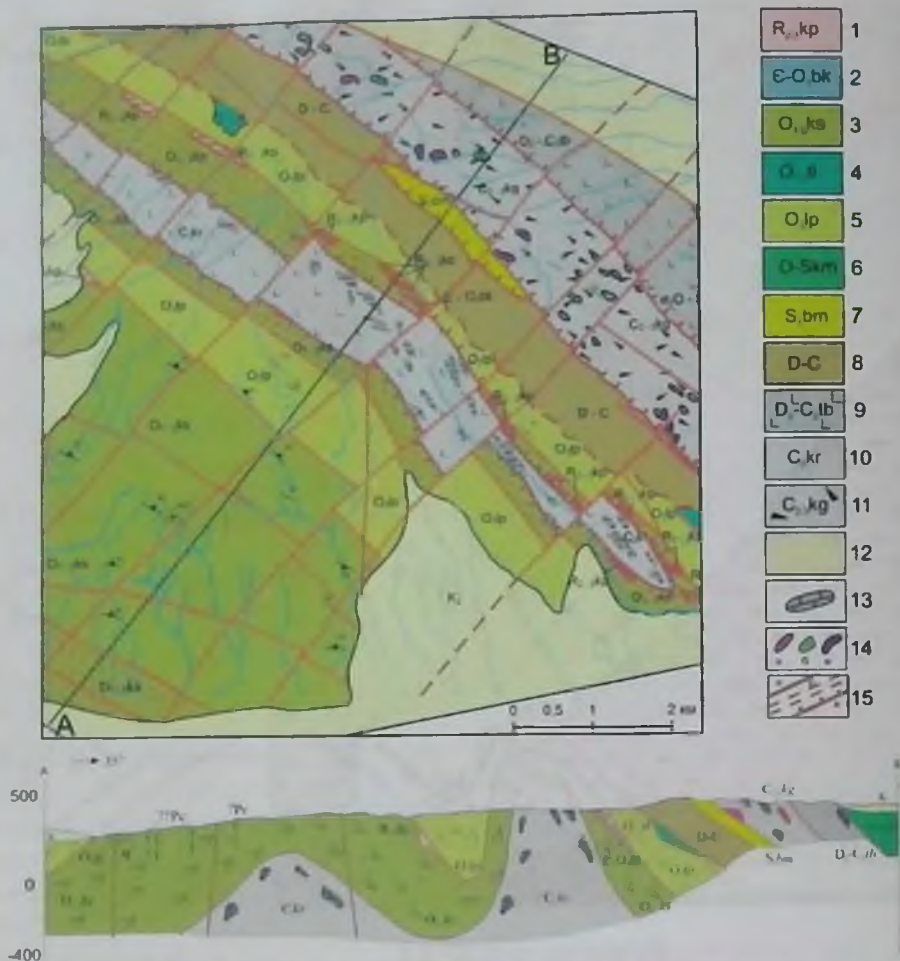


Рис. 27. Фрагмент геологической карты гор Джитынтау II (составили Р.Х.Миркамалов, Ф.К.Диваев, 2016 г.). 1 – кокпатасская свита R_{2-3} kp – кремни, доломиты, известняки, микрокварциты, сланцы углеродисто-кремнистые, метавулканиды основного состава; 2 – боктекенская свита $E-O$ bk – известняки, переслаивающиеся с аргиллитами и известковистыми, слюдястыми, кремнисто-слюдястыми сланцами с подчиненными прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков и кварц-кремнистых пород черного цвета; 3 – коксайская свита O_{1-2} ks – алевролиты, песчаники, кварцитовидные песчаники, гравелиты; 4 – телибайская свита O_{1-2} tl – аргиллиты, глинисто-кремнистые сланцы, плитчатые яшмовидные кремни с прослоями и линзами мелкозернистых алевропесчаников и известняков; 5 – люпекская свита O_3 lp – песчаники, алевролиты полимиктовые; 6 – кумбулакская свита, метатерригенные породы; 7 – байменская свита S bm – гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев; 8 – девонская и каменноугольная системы объединенные – известняки, доломиты с прослоями алевролитов, аргиллитов; 9 – тубабергенская свита D_2-C_2 tb – трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириодациты и их туфы, прослои яшмовидных камней, конодонты, гониатиты; 10 – карашахская свита C_2 kr – алевролиты, песчаники, трахиандезиты, трахибазальты, трахидациты (покровные фации), их туфы, линзы и глыбы известняков; 11 – кангашарская олистостромовая толща C_{2-3} kg – матрикс: аргиллиты, алевролиты, песчаники, олистолиты, кремни, известняки, вулканогенные породы; 12 – меловые отложения; 13 – карбонатные породы; 14 – тубабергенский субвулканический комплекс: а – трахиандезиты, б – трахибазальты, диабазы; елемесацинский гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс: а – гипербазиты, серпентиниты; 15 – разломы: а – неопределенной кинематики, б – предполагаемые, в – надвиги.

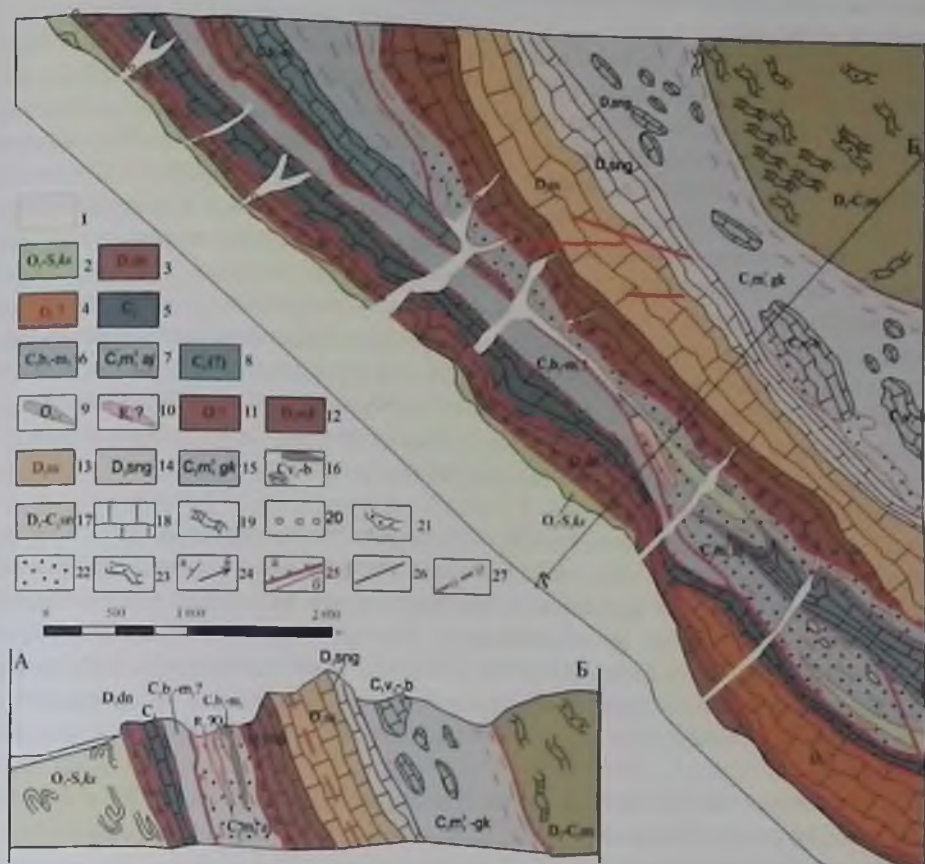


Рис. 28. Геологическая карта участка Гарашкудук (г. Сангрунтау). 1 – отложения MZ-KZ. Тамдытауский блок: 2 – косманачинская толща – песчаники, алевролиты; 3 – дженгельдинская свита – доломиты, в основании гравелиты; 4 – переслаивающиеся известняки и доломиты D₂; 5 – мраморизованные известняки нижнего карбона; 6 – белькудукская свита – известняки; 7 – ажриктинская свита – гравелиты, песчаники, алевролиты; 8 – олистолиты известняков; 9 – плитчатые кремни и кремнистые сланцы O₂; 10 – тела кремней и доломитов R₃. Букантауский блок: 11 – органогенно-обломочные доломитизированные известняки нижнего девона условно; 12 – мештенская свита – доломиты, в основании горизонт гравелитов; 13 – северосангунская свита – известняки, 14 – сангунская свита – известняки, доломиты; 15 – гарашкудукская свита – песчаники с олистолитами известняков, кремней и вулканитов; 16 – олистолиты известняков и известняковых конгломератов нижнего-среднего карбона; 17 – сангрунтауская свита – плитчатые кремни, яшмы, кремнистые сланцы, редкие прослои вулканитов, вулканиты основного-среднего состава с прослоями кремней; литологические разности: 18 – известняки; 19 – плитчатые кремни; 20 – конгломераты; 21 – горизонт гравелитов; 22 – гравелиты, песчаники, алевролиты; 23 – вулканиты основного-среднего состава; 24 – элементы залегания: а – слоистость, б – шарниры неустойчивого складчатости; 25 – тектонические нарушения: а – герцинские надвижки, б – разломы неустойчивого складчатости; 26 – стратиграфические границы; 27 – зоны мраморизации по швам вязких разломов.

под названием «тангинская толща», контролирующая ряд мелких месторождений и рудопроявлений.

Как отмечено выше, Южно-Тяньшаньский пояс имеет складчато-надвиговую структуру. Основание каждого блока представлено каледонским аккреционным комплексом, в составе которого различают протерозой-раннеордовикские метавулканогенно-карбонатно-кремнистые и метатерригенные черносланцевые образования. В составе этого комплекса различают две тектонические единицы, находящиеся в сложных складчато-надвиговых соотношениях и различающихся степенью складчатых и метаморфических преобразований. Одна из них представлена позднерифейской метавулканогенно-кремнисто-карбонатной формацией (тасказганская, сувликсайская, кокпатаасская свита и их аналоги), выделяемой как Кызылкумо-Нуратинский, вулканогенный СВК (9) в ассоциации с метатерригенными толщами Кызылкумо-Нуратинского, метатерригенного СВК (10). Эти породы несут следы двух этапов деформаций с разной ориентировкой (субмеридиональной и субширотной) линейных структур (линейность, шарниры складок), которые сопровождалась метаморфизмом на уровне биотит-хлоритовой (ранней) и серицит-хлоритовой (поздней) субфаций зеленосланцевой фации.

Вторая тектоническая единица (16. Кызылкумо-Туркестанский СВК) — представлена среднеордовикскими терригенными толщами (мурунская, люпекская, каптадаванская, марджанбулакская и их аналоги) претерпевшими одну стадию динамометаморфических преобразований (серицит-хлоритовая субфация) с субширотной ориентировкой шарниров. В начале раннего силура в результате каледонских надвиговых процессов тектонические единицы были совмещены с образованием в контактовой зоне микститов СВК 15 — косманачинская и коспактауская толщи.

В Нуратинских горах и далее на восток Кызылкумо-Туркестанский СВК перекрывается 17. Нуратау-Лятобандским СВК. Нижний силур этого типа разреза представлен глинистыми граптолитовыми сланцами мощностью в первые сотни метров, которые могут замещаться гораздо более мощными песчано-алевроитовыми граувакками флишoidalного типа.

Сформированный к концу силура каледонский структурный этаж был запечатан карбонатной формацией девона-карбона. Этот комплекс пород выделен как 18. Зеравшано-Туркестанский СВК. Стратиграфическое налегание девона с базальными конгломератами в основании установлено в горах Шохетау, Тамдытау (колодец Косманачи), Аристантау и Бельтау (высота Кусмурунтумшук).

Карбонатный тип разреза среднего палеозоя накапливался в мелководных зонах Туркестанского океана и его южной, Таримо-Алайской окраины, которая в это время оставалась пассивной. Карбонатная формация преобразована в массив сложного чешуйчато-надвигового строения. Суммарная мощность верхнего силура — среднего карбона в них 1-3 тыс. м и даже более. Разрезы непрерывны либо имеют внутренние параллельные, часто скрытые, несогласия, отражающие как местные поднятия, так и глобальные регрессивно-трансгрессивные циклы. Характерны, например, перерывы в основании среднего карбона, во время которых образовались небольшие залежи бокситов, а также перерыв внутри визе (нижний карбон), в ходе которого на краю карбонатных платформ местами образовались мощные известняковые склоновые брекчии. В пределах некоторых карбонатных платформ можно различить краевые рифовые постройки, склоновые (предрифовые) обломочные шлейфы, а во

внутренней части — лагунные зоны с доломитами, иногда красноцветными мергелями и сланцами и даже ангидритами.

Карбонатный разрез завершается флиш-олистостромовой толщей в верхней части разреза. Флишевая формация согласно залегает в кровле разреза поверх известняков, образована за очень короткое время — обычно, в московский век (верхи среднего карбона) или даже только в раннемосковское время, при большой скорости седиментации. В южных (нижних) покровах верхнекаменноугольный флиш содержит обломки гранитоидов, привнесенных с северных массивов. Слагающие эту формацию песчано-алевритовые турбидиты местами образуют небольшую пачку под надвигами, но иногда достигают мощности 1000-1500 м, включая при этом несортированные конглобрекции подводных лавин (гравелиты) и горизонты олистолитов, чаще всего также известняковых, с гигантскими отторженцами, клиппенами. Их образование происходило путем перемещения вниз по подводному склону от фронтальной части известнякового тектонического покрова. Образование и почти немедленная деформация «верхнего флиша» составили поверхностное выражение коллизийного события, которое завершилось надвиганием аллохтонных пакетов островодужных и офиолитовых разрезов Туркестанского океана.

Нижний аллохтонный пакет (12. *СВК Туркестано-Алайский*), островодужный) прослеживается по всей длине Южного Тянь-Шаня, от Кызылкумских гор (Букантау, Тамдытау), через Северо-Нуратинский хребет и Южную Фергану до Синьцзяна в виде невыдержанных тектонических фрагментов различной мощности в интервале от ордовика до верхнего карбона. В составе пластины различают граптолитовые глинистые сланцы ордовика-силура, кремнистые пестро-окрашенные или черные сланцы девона-визейского яруса нижнего карбона, а затем слоистые и окремненные, тонко и грубообломочные известняки верхов нижнего и низов среднего карбона. Вся эта последовательность имеет мощность обычно 600-1200 м.

В Кызылкумах и на востоке Ферганы кремнистые и известняковые образования могут включать силурийские и девонские вулканы основного состава с отдельными проявлениями риодацитов. Мощность их местами более 1000 м.

В кровле аллохтонного пакета наблюдается пачка или целая толща песчано-глинистого флиша с олистостромой среднего карбона (аякумарская, кангашарская и др. свиты), подстилающей офиолитовый комплекс.

Верхний аллохтонный пакет (11. *СВК Туркестано-Алайский, офиолитовый*) прослеживается от гор Султанувайс, далее по северным склонам Северо-Нуратинского, Туркестанского, Алайского и Атбашинского хребтов, что позволяет говорить о единой области с океаническим строением — «Туркестанском океане».

Офиолиты сохранились в эрозионных останцах, в мульдах синформ, слагая два уровня тектонических покровов (Миркамалов и др., 2012). Нижний — слабо измененный, представлен гипербазитами, габбро-плагиогранитами, диабазовым дайковым комплексом, кремнисто-базальтовой формацией. Верхний покров образуют высокобарические-низкотемпературные субглаукофановые сланцы, состоящий из мощных метаморфизованных вулканотерригенных отложений, главным образом, додевонского возраста. В их основании, как правило, залегают серпентинизированные гипербазиты и метагабброиды (габбро-амфиболиты, амфиболиты, иногда горнблендиты), отмечаются диориты и кварцевые диориты. Протолит сланцев составляют базальты, андезибазальты, андезиты, граувакки. Офиолиты обычно представляют базальты, андезибазальты, андезиты, граувакки. Офиолиты обычно представлены в серпентинитовый меланж. Их проявления в Южном Тянь-Шане невелики

по масштабу и фрагментарны. Формации океанского или аккреционного происхождения примыкают к окраине Палеоказахстана (к Срединному Тянь-Шаню), образуя здесь Южнотяньшаньскую сутуру (шовную зону).

Эта зона почти везде перекрыта более молодыми, неавтохтонными отложениями и перестроена поздними смещениями. Подробно изучен Сарталинский аллохтонный офиолитовый комплекс на северном склоне Алайского хребта. Он включает толеитовые базальты, в нижней части близкие к типу абиссальных толеитов, а выше — обогащенные титаном и щелочами. Базальты налегают с брекчией в основании на меланократовый в основном, ультрабазитовый фундамент и прорваны силлами габбро и верлитов. Осадочные породы кремнистого состава находятся среди базальтов на разных уровнях и включают железистый горизонт, очевидно, образованный выходами подводных гидротерм. По радиоляриям и конодонтам они датированы ранним-средним ордовиком. Покров состоит из нескольких тектонических пластин, в которых участвуют также силурийские глинистые сланцы его первоначальной осадочной кровли. Наблюдаемая мощность офиолитового комплекса не превышает нескольких сотен метров.

Нижний (вулканогенный) тектонический покров составляют мощные, иногда более 3000 м, базальтовые серии чаще всего в объеме верхнего силура — среднего карбона. Однако они не имеют стратиграфических соотношений с ордовикскими офиолитами, а в редких случаях, когда удается наблюдать их стратиграфическую подошву, оказываются залегающими на силурийских глинистых или даже флишидно-олистостромовых толщах.

Катармай-Рабинджан-Вашанская зона (21. *СВК Катармай*) ограничивает Южный Тянь-Шань с юга, отделяя его от Юго-Западного Тянь-Шаня, протягиваясь между Нуратинскими горами и Зеравшанским хребтом.

Зона трансформируется по микститам осадочной (олистострома сложного генезиса) либо тектонической (меланж) природы. Комплекс пород, заполняющий зону представлен метаморфическими субглаукофановыми сланцами, карбонатными и вулканогенными породами разной степени метаморфизма, а также ультрабазитовыми образованиями, разграниченными разломами.

Матриком микстита являются апотерригенные сланцы, возраст которых не установлен. Если предполагать первоначально осадочную природу формирования толщи как олистострому сложного генезиса, то возраст матрикса соответствует времени ее формирования. В случае тектонического происхождения (полимиктовый меланж) — породы формирующие матрикс могут быть любого возраста, но не моложе среднего карбона. Учитывая то, что эта толща прорвана дайками позднего карбона (каратюбе-зирабулакский комплекс), возраст образования микстита укладывается в интервал средний девон-средний карбон.

Юго-Западный Тянь-Шань

Складчатая система Юго-Западного Тянь-Шаня протягивается от гор Кульджуктау (на западе) через Зирабулак-Зиаэтдинские возвышенности к Зеравшанскому и Гиссарскому хребтам, охватывая Байсун-Кугитангскую зону.

Для пояса характерна напряженная чешуйчато-надвиговую структура, в которой участвуют палеозойские толщи, составлявшие некогда чехол доордовикского континентального Каракумо-Таджикского массива. Его фундамент (22. *СВК Бай-*

сун) обнажается в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, а также в Каратегине (восточном Гиссаре). Он представлен метавулканогенно (базальт-андезитовая, базальт-риолитовая) — терригенной, гипербазитовой, габбро-диабазовой формациями, сформированными в условиях континентального рифтогенеза и метаморфизованными вплоть до амфиболитовой и гранулитовой фаций и в несколько этапов. Судя по изотопным датировкам, имеются фрагменты архейского (2400-2900 млн. лет ?) и раннепротерозойского возраста.

Каледоно-герцинский структурный этаж представлен терригенными, вулканогенно-терригенными и метатерригенными формациями ордовикского возраста, накопившимися в условиях островной дуги и подводного рифтогенеза (23. *СВК Зеравшано-Алайский, каледонский*), а также карбонатным чехлом силур-карбонového возраста, отложившимися в условиях шельфа пассивной окраины континента (24. *СВК Зеравшано-Алайский, герцинский*).

Породы фундамента прорваны гранитоидами сурхантау-байсунского (25. *Сурхантау-Байсунский СВК*) комплекса (S?), происхождение которого тесно связано с процессами регионального метаморфизма, гранитизации, мигматизации и анатексиса пород докембрия.

Принципиальной особенностью этого пояса является присутствие в разрезе мощного базальт-андезитового комплекса C_1-C_2 в ассоциации с габбро-перидотитовыми массивами (26. *СВК Гиссарский*), связанными с параллельными дайками, пересекающими докембрийский метаморфический фундамент и возникший в результате субокеанического рифтинга (Шаякубов и др., 1988).

В пределах Гиссарского пояса интрузивный магматизм проявился в среднем карбоне, когда проявилась главная (батолитовая) фаза, представленная гранитами-кварцевыми диоритами Гиссарского плутона и других массивов, что подтверждено присутствием гальки гранитов в верхнемосковских отложениях рифтового прогиба и изотопными определениями возраста.

Основные этапы магматизма

Интрузивный магматизм коллизионного этапа. На границе карбона и перми в Южном Тянь-Шане начинается массовая выплавка гранитоидов I и S-типов (Южно-Тяньшаньский коллизионный гранитоидный пояс), спаявших края двух микроконтинентов, знаменуя своим появлением единство новой континентальной коры, возникшей из фрагментов двух ранее независимо существовавших континентальных массивов. Эти интрузии часто выражены цепочками гранитных массивов, вытянутых по простиранию общей структуры или соответствующие антиформам.

К гранитоидам S-типа отнесены алтынтауский гранодиорит-адамеллит-гранитный, захкудукский гранит-адамеллитовый, шуракский гранодиорит-адамеллит-гранитовый комплексы C_3-P_1 . Для них характерны минимальные значения магнитной восприимчивости, высокие содержания Rb, U, Th, Li, Sn, Mo, W, Pb и пониженные Ba, Sr, Ni, Co, Cr, Zr, Y, Ti.

К гранитоидам I-типа отнесены актауский трондьемитовый, сарытауский трондьемит-адамеллитовый и бокалинский тоналит-трондьемитовый массивы; кокпатасский монцодиорит-гранодиоритовый, каттаичский габбро-диорит-гранодиоритовый, кичикалайский монцодиорит-гранитовый, казахтауский адамеллитовый комплексы C_3-P_1 . Для пород данного типа характерны высокие содержания (соотнесенные с кремнеземом) Ca, Fe, Ni, Ti, Co, Cr, V.

Коллизионные гранитоиды объединены в *Каттаич-Шуракский СВК (20)*.

Постколлизионный магматизм. Постколлизионный магматизм начала перми, возраст которого в интервале 290-275 млн. лет, проявлен широко, но неравномерно, размещение массивов проявляет скорее ареальный, чем линейный характер и мало связан со структурой субдукционно-коллизионного складчато-надвигового пояса. Можно различать ареалы: Чаткало-Кураминский, Кызылкумо-Нуратинский, Каратегин-Алайский, Южно-Гиссарский, Восточно-Кокшаальский.

На территории Чаткало-Кураминского региона происходят излияния щелочных кислых вулканитов (оясайская свита), вдоль связанных с крупными разломами депрессий и грабенов — излияния контрастных ассоциаций (шурабсайская свита), внедрение монзонит-сиенитовых интрузий (бабайобский комплекс). На заключительных стадиях трещинный магматизм сменился узловым с формированием кальдер, выполненных экструзиями и субвулканами трахириолитовой (кызылнуринская свита) формации, кроме этого, внедрялись крупные изометричные интрузии лейкогранитов (арашанский комплекс). Завершается эта стадия в поздней перми внедрением даек диабаз-гранофировой формации (канимансурский комплекс).

Практически одновременно внедряются интрузивные массивы внутриплитных гранитоидов А-типа и контрастной габбро-гранитовой серии, проявление которых характерно на территории, охватывающей как Южный Тянь-Шань, так и Гиссар и Байсун-Кугитангский районы. К этому же типу магматизма относятся рапакивиоподобные разновидности гранитов, а также нефелиновые сиениты.

В Южно-Гиссарском и Байсун-Кугитангском районах к этим образованиям можно отнести терригенно-вулканогенную (дацит-риолитовая) R_1 формацию, которая включает лючобскую, гуматагскую и кайнарскую свиты.

За пределами Узбекистана щелочные гранитоиды и сиениты более всего представлены в Кокшаальском хребте, где они интродировали окраину (ныне поднятую) Таримской платформы. На самой платформе, как уже отмечалось, в этот период времени произошли щелочно-базитовые внедрения и обширные излияния базальтов.

Проявление щелочных базитов, вероятно мантийных, и одновременное внедрение континентальных А-гранитоидов означают тепловую активизацию мантии (образование плюма). Завершение этого процесса растянулось до конца триаса, судя по возрасту некоторых жильных и других постмагматических проявлений, а также даек карбонатитов. Тем не менее триасовые датировки некоторых гранитных и щелочных массивов, принятые на многих обзорных картах, могут быть завышенными.

Массивы пермских гранитоидов А-типа и сиенитов имеют внутриплитную природу и распространены вне видимой связи с палеозоной Беньюфа. Они распространены по всей территории Тянь-Шаня и представлены диабаз-гранофировым дайковым и монзонит-сиенитовым, лейкогранитовым интрузивными комплексами, а также трахириолитовыми и трахибазальтовыми лавами. На геодинамической карте ареалы внутриплитного магматизма объединены в *Чаткало-Кураминский СВК (27)*.

Осадочные бассейны

Междуговой бассейн. Позднегерцинский ярус (верхний карбон, с верхов московского яруса) представлен флишево-молассовыми толщами межгорных прогибов. Верхнепалеозойская моласса междугового прогиба (28. *СВК Букантау-Карачатырский*) заполняет синклиниорий, расположенный в тылу и «на спине» тектонических покровов внутренней зоны прогиба. Эти отложения частично запечатывают офио-

литовую сутуру и переходят на край расположенного севернее Палеоказахстанского континента (Срединного Тянь-Шаня). Распадаясь на ряд синклинальных складок, прогиб прослеживается с запада на восток из гор Букантау вдоль северного подножия Нуратинских и Туркестано-Алайских гор в Восточную Фергану и далее в хребет Джаман-Даван. Развитие слагающих тыловой прогиб неоавтохтонных образований началось в самом конце раннего карбона. В течение среднего карбона прогиб расширился к югу, оставаясь позади вновь образующихся покровов. Отложения среднего карбона-нижней перми вплоть до сакмарского яруса представлены морскими сероцветными молассами, включающими, кроме конгломератов и известняков, также песчано-глинистые турбидиты. Более молодые, артинские и казанские отложения занимают небольшие площади, отделены снизу несогласиями и представлены полого дислоцированными красноцветными или пестрыми молассами с остатками наземной фауны и растений.

Отложения молассоидной C_1-P_1 формации междугового бассейна вскрыты скважинами на Восточном Устюрте, в Приаралье и протягиваются полосой неравномерной ширины по северному обрамлению Южно-Тяньшаньского складчатого пояса до Ферганской впадины. Наиболее изучены они по северным склонам гор Букантау, Тохтатау, Северный Нуратау и по южному борту Ферганской долины. Кроме того, мелкие останцы молассоидов известны в Северо-Восточном Тамдытау, возвышенности Учбаш, Койташской мульде, вблизи перевала Супа (северный склон Туркестанского хребта) и по восточному обрамлению Чаткальских гор.

Задуговой бассейн Палеотетиса. Молассовые отложения задугового бассейна Палеотетиса $P-T_1$ широко развиты в пределах Восточно-Устюртского, Бухаро-Амударьинского и, в гораздо меньшей степени, в Байсун-Кугитангском районе, где вскрыты глубокими скважинами на нефть и газ. Возраст отложений повсеместно определен по комплексу спор и пыльцы (Ю.М.Кузичкина). Эти образования выделены на карте как *СВК Бештепа (29)*.

Восточный Устюрт. Тянь-Шаньский орогенный пояс с запада ограничен Устюртским континентальным блоком (*30. СВК Устюрт*), который имеет общие черты с Южно-Тяньшаньским поясом, представляя складчато-надвиговый комплекс, сформированный в результате каледоно-герцинских субдукционно-коллизийных процессов, происходящих на окраине Палеотетиса. Складчатое основание — это пакет террейнов, формировавшихся в разных геодинамических обстановках океанического рифтогенеза, континентального шельфа и подножия, а также островных дуг.

Граница между Устюртским блоком и складчатым орогенным поясом Южного Тянь-Шаня проходит по урусайской микститовой толще, выполняющей зону герцинского надвига.

Платформенный комплекс. Платформенный комплекс в Срединном Тянь-Шане представлен континентальными, в основном речными и озерно-болотными отложениями. Отдельные впадины, заложенные в начале мезозоя, продолжают опускаться, что видно из их стратиграфических колонок. В качестве примера можно рассмотреть Ферганскую впадину, в которой мощность континентальных юрских отложений достигает 4000 м. В палеогене осадконакопление происходило в межгорных впадинах, где отлагался красноцветный обломочный материал, доломитизированный известняки, карбонатно-гипсоносные породы, глины и песчаники. На этих отложениях трансгрессивно залегает толща кирпично-красных глин мощностью более 1000 м, главным образом, неогенового возраста.

Мезозой-кайнозойский осадочный чехол показан на карте на площадях, где его мощность превышает 300-500 м. Интенсивность его окраски возрастает с увеличением мощности чехла.

Геодинамическая эволюция и главные этапы рудогенеза

Средний-верхний рифей (рис. 29, а). Для докембрийского этапа геологической истории Западного Тянь-Шаня мы располагаем ограниченной информацией, которая свидетельствует о наличии океанического бассейна и активных процессов на его окраинах.

Туркестанский палеоокеан. В осевой зоне бассейна, в зоне спрединга, формировалась кора океанического типа, что фиксируется по толеитовым и известково-щелочным базальтам тасказганской (757 млн. лет; Р.Х.Миркамалов и др., 2012), чолчаратауской и учмолинской свит. Общая величина раскрытия, судя по ширине сохранившихся чешуй коры океанического типа, составляла не менее 300-400 км, скорость спрединга, по петрохимическим данным, оценивается от 3-10 см/год (Шакубов и др., 1988), до 6-11 см/год (Мухин и др., 1989).

Северная окраина. Условно рифейские гнейсы и кристаллические сланцы, обнажающиеся в экзоконтактовой зоне позднепротерозойского (672-961 млн. лет) Бештор-Тундукского интрузива плагиогранитов, который, по мнению Покровского (Рудные месторождения Узбекистана, 2001), имеет надсубдукционную природу. Вулканизм проявился трахибазальтами шорашуйского комплекса позднерифейского возраста. Этот комплекс был внедрен в кристаллический фундамент Срединного Тянь-Шаня (рис. 29).

Южная окраина. С юга Туркестанский палеобассейн ограничен аккреционной призмой Каракумского сиалического блока, в которой различаются позднепротерозойские океанические вулканогенно-осадочные образования субстрата байсунтауской серии в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, габбро-диабазовый зараутский (Кугитанг) и гипербазитовый диймалекский (Байсунтау) комплексы рифея. К вулканогенным образованиям этого времени можно отнести ходжабузбаракский metabазальт – риолитовый (Байсунтау), маляндский metabазальт – риолитовый (Сурхантау), айлянгарский metabазальт – андезитовый (Байсунтау) и хандизинский metabазальт – риолитовый (Сурхантау) комплексы. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации эндербит-кианит-сланцевого типа с образованием эклогитов и гранат-ставролитовых сланцев, а также автохтонных ультраметаморфических образований сурхантау-байсунтауского мигматит-гранитоидного комплекса.

Этот тип регионального метаморфизма характерен для энсиматических островных дуг и аккреционных призм (Ю.А.Богданов и др., 1998; В.Л.Клишевич, Г.С.Поршняков, 1983). Каких-либо рудопроявлений, связанных с этим комплексом, не установлено. Из геохимических особенностей необходимо отметить повышенные концентрации мышьяка, золота, серебра, свинца, висмута.

На этой стадии формируются начальные концентрации цветных и благородных металлов в осадочных породах в сульфидной форме в условиях морского седиментогенеза при активизации вулканогидротермальной деятельности и бактериальной сульфатредукции (Д.В.Рундквист, С.М.Кравченко, 1996) в непосредственной близости от СОХ. По мнению авторов, именно эта стадия определила металлогеническую специализацию древних толщ Туркестанского палеобассейна. Метабазальты,

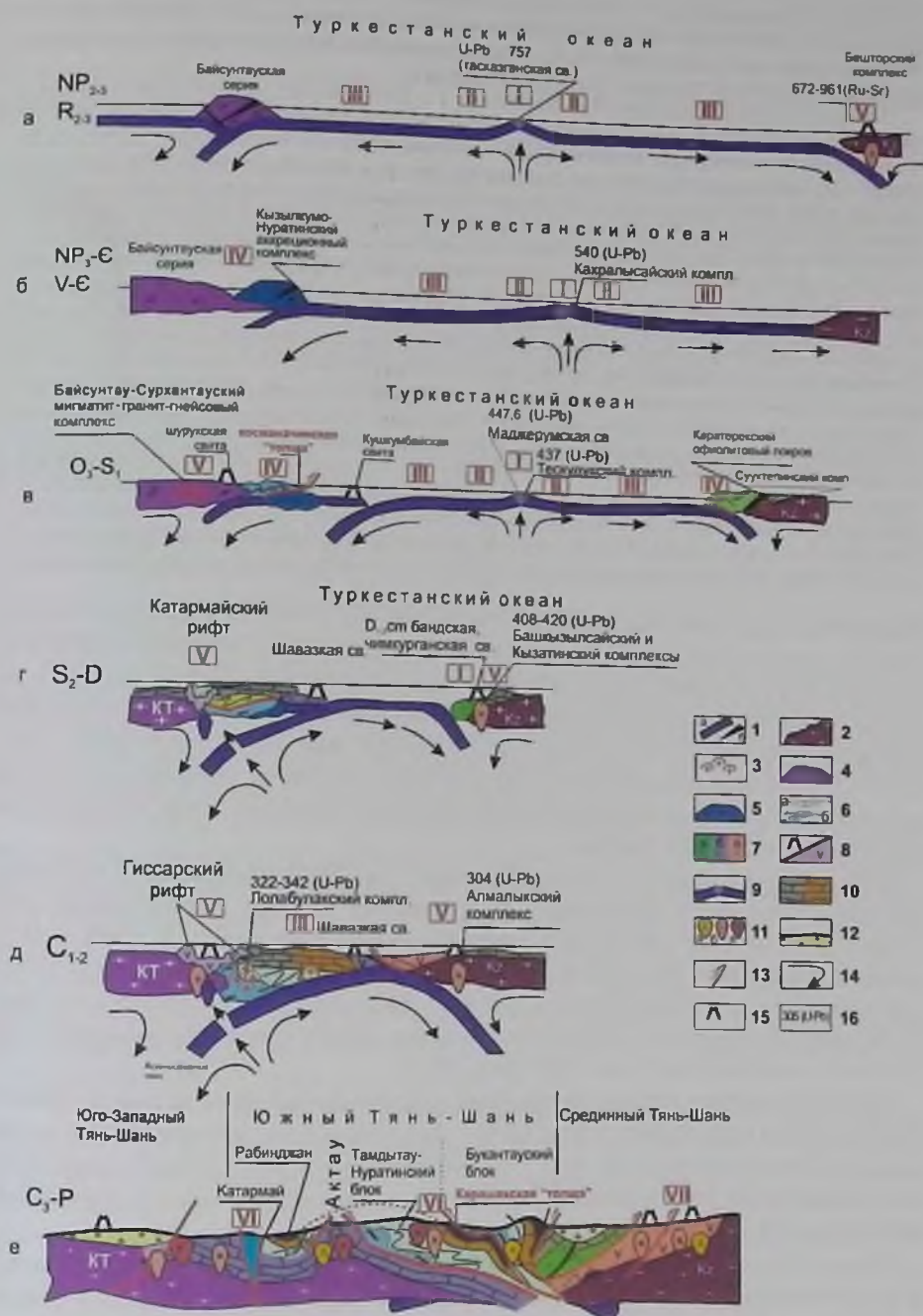


Рис. 29. Плитотектоническая модель формирования Тяньшаньского пояса. 1 – кора океанического типа; а – в первичном положении, б – аллохтонный офиолитовый комплекс, 2 – континентальные блоки: Казахстанский (Kz), Каракум-Таджикский (КТ); 3 – мигматит-гранито-гнейсовый купол; аккреционные комплексы: 4 – протерозойские, 5 – протерозой-палеозойские, 6 – раннепалеозойские; а – позднекаледонские, б – раннекаледонские, области вулканизма; 7 – островодужного: а – девонского, б – карбонового, в – континентального риф-

тогенеза, 9 — зона спрединга; 10 — шельфовые отложения; 11 — гранитоидные интрузии: а — S-типа, б — I-типа, в — A-типа; 12 — позднепалеозойские молассовые комплексы; 13 — разломы (стрелкой показано направление перемещения); 14 — предполагаемое направление конвективных потоков в мантии; 15 — области вулканизма; 16 — абсолютный возраст.

Металлогенические особенности обстановок. I — магматические процессы базальтоидного профиля в спрединговых зонах — хромитовое, титаномagnetитовое, медно-колчеданное с золотом и цинково-медно-колчеданное оруденение. II — гидротермальные и эксгальационные процессы в области СОХ с образованием начальных концентраций цветных и благородных металлов в осадочных породах, в сульфидной форме при активизации вулканогидротермальной деятельности и бактериальной сульфатредукции. III — вулканогенно-осадочные процессы железо-марганцевые конкреции, марганцевые руды, бокситы, стратиформное свинцово-цинковое и магнетит-гематитовое оруденение. IV — метаморфогенные гидротермы аккреционных призм, продуцируют золотое, золото-серебряное, олово-вольфрамовое, сурьмяно-ртутное оруденение. Локализация контролируется надвиговыми структурами, термодинамическими условиями, геохимической обстановкой. V — надсубдукционный магматизм с медно-порфировым (с золотом), свинцово-цинковым (с серебром) и эпitherмальным серебро-золоторудным оруденением. VI — коллизионная активизация, вывод магмо- и флюидопотоков в проницаемые зоны коллизионных структур и создание промышленных концентраций золотого, серебряного, вольфрамового и оловянного оруденения. VII — постколлизионные внутриплитные процессы, сформировавшие вулканогенное наземно-экстгальационное алунитовое и литиевое (стратиформное) оруденение, пневматолито-гидротермальное редкометалльно-флюоритовое с бериллием, гидротермальные вулканоплутоногенные и вулканогенные месторождения серебро-полиметаллического, пятиэлементного, уранового и кварц-сульфидно-флюоритового типов, телетермальное кварц-карбонатно-киноварное оруденение, инфильтрационные месторождения медистых песчаников, экзогенное оруденение марганца в корях выветривания и урана — в песчаниках.

кремнистые и карбонатные породы тасказганской R_3 свиты и ее аналогов обладают повышенным геохимическим фоном платины, золота, меди, ванадия, молибдена, фосфора. Как следствие, рудопроявления перечисленных элементов тяготеют к областям развития этих образований. Поглощение этих формаций в зонах субдукций в палеозое, экстракция из них рудного вещества в зоне магнообразования и вынос его в процессе магматической деятельности, вероятно, сказались на рудной продуктивности Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса и Южно-Тяньшаньской аккреционной призмы.

Венд-ордовик (спрединг и южная субдукция). *Туркестанский океан.* В центральной части бассейна, в зависимости от конкретных условий, накапливались кургантауская и кремнисто-метатерригенная ходжаахметская свиты. В осевой части бассейна продолжает функционировать зона спрединга, фрагменты которого (султануиздагский и кахралысайский комплексы — 505,6 млн. лет) установлены в горах Султанувайс (Dolgoplova, 2016). В это же время, скорее всего, формировался торгасайский гипербазитовый комплекс (рис. 29, б).

Северная окраина. Нижнепалеозойские вулканогенные образования в Среднем Тянь-Шане представлены диабазами, базальтами и андезитами, встречающимися в составе сандалашской ($E-O_2$), бешторской ($O_{2,3}$) и акторской (O_3) свит, которые с некоторой долей условности объединены в базальт-андезитовую формацию. Металлогеническое значение этих вулканитов изучено недостаточно.

Южная окраина. В претордовикское время над зоной субдукции формировался протерозой-раннепалеозойский аккреционный комплекс, ответственный за раннюю сланцеватость и складчатость в породах тасказганской и кургантауской свит и их аналогах. В Юго-Западном Тянь-Шане в ордовикское время были образованы средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные казакасуйский и шурукский комплексы (Кульджуктау), представленные андезитами, дацитами, риолитами и их туфами в составе одноименных свит (Я.Б.Айсанов, А.И.Егоров, 1978). Рудоносность этих вулканитов изучена недостаточно.

В горах Чакыл-Калян распространены вулканогенные породы шахриомонско-го верхнеордовикского вулканогенно-осадочного трахиандезит-трахидацил-трахириолитового комплекса. Ультракалиевые трахириолиты этого комплекса являются новым перспективным видом полевошпатового сырья с промышленными ресурсами (Диваев и др., 2013).

Метаморфизм и гидротермальные процессы в ходе субдукционной аккреции океанических осадков обеспечили образование в них новых продуктивных парагенезисов благородных и цветных металлов, образуя их сложные комбинации.

Поздний ордовик-силур (рис. 29, в) (спрединг и дивергентная субдукция). *Туркестанский палеоокеан*. Осевая часть бассейна, зона спрединга, фиксируется пироксенитами и залегающими на них в виде «слоя» габбро ($447,6 \pm 4$ млн. лет) (Р.Х.Миркамалов и др., 2012), с линзами плагиогранитов (438 ± 6 млн. лет) (Dolgoplova, 2016) с серией секущих даек диабазов, диоритов и кварцевых диоритов (Тескудукский массив Северного Тамдытау). Лавы этого возраста, скорее всего, в виде амфиболитов находятся в составе учкудуктауской, каракудукской и маджерумской свит, к которым приурочены проявления меди, сопровождаемые повышенными содержаниями золота и серебра.

На плечах спрединговой зоны, в условиях расчлененного рельефа, происходило отложение кремнисто-глинистых осадков упомянутых свит. Скорость спрединга 0,5-2 см/год (Шаякубов и др., 1988). В целом, режим формирования комплекса соответствует режиму окраинных медленно-спрединговых морей типа современных бассейнов Юго-Восточной Азии.

Северная окраина. Субдукционные процессы ответственны за формирование раннепалеозойского аккреционного комплекса на окраине Бешторского сиаличского блока, обдукцию каратерекского офиолитового комплекса и формирование высокотемпературного метаморфического пояса в виде терексайской, семизсайской свит и сууктепинского гнейсо-диоритового комплекса.

Южная окраина на этом этапе имела более сложную структуру в связи с джампингом зоны субдукции и формированием энсиматической островной дуги к северу от Кызылкум-Нуратинского аккреционного комплекса (косбулакская, кушкумбайская свиты), примыкающего к Каракумскому микроконтиненту (рис. 29, в). В надсубдукционной зоне аккреционный комплекс наращивается за счет вулканогенно-терригенных формаций континентального склона и подножия (люпекская, илончискская, мурунская, джадырская и др. свиты). В подошве палеозойской аккреционной призмы формируется меланж сложного генезиса (косманачинская толща) (З.М.Абдуазимова, Р.Х.Миркамалов, 2011).

На активной континентальной окраине Каракумского блока в это время функционирует южный вулканоплутонический пояс зонального строения. Северный фланг представлен Кульджуктау-Чакылкалянским вулканическим поясом, сложенным вулканогенно-терригенной O_{2-3} (казакасульская, шахриомонская, алтыаульская свиты) и карбонатно-вулканогенно-терригенной $O_3-S_1^2$ (шурукская, дарбазинская, учкудукская свиты) формациями. В задуговом бассейне формировалась контрастная метавулканогенно (базальт-риолитовая)-терригенная O_2-S_1 формация (маставатская и обизарангская свиты), по петрохимическим особенностям вулканитов соответствующая задуговому рифтогенезу. С этим комплексом связано золото-полиметаллическое проявление Чавирлы.

На южном (в современных координатах) борту задугового бассейна происходят ультраметаморфические процессы с образованием коллизионных гранитоидов S-типа: бахчинский S_2-D_1 , байсунский и сурханский S_2 комплексы.

Формирование Кызылкумо-Нуратинского аккреционного комплекса сопровождалось метаморфической перекристаллизацией субдуцируемых осадков. Сопутствовавшие гидротермальные процессы привели к ремобилизации и концентрации рудного вещества в аккреционной призме в виде метаморфогенно-гидротермального жильного сульфидного оруденения. С Кызылкумо-Нуратинской аккреционной призмой связаны месторождения Мурунтау и его спутников – Мютенбай, Триада и Бесапан, которые контролируются главной шарьяжной структурой аккреционной призмы, представляющей шов наволока (косманачинская толща) между двумя крупными аллохтонными чешуями (мурунская и тасказганская свиты) (З.М.Абдуазимова, Р.Х.Миркамалов, 2011). Оруденение в поднадвиговой позиции, связанное с более ранним этапом, наблюдается в горах Ауминзатау, где в поднадвиговом меланже в синдеформационных биотит-полевошпат-кварцевых метасоматитах среди блоков кремне-кварцитов и метабазитов тасказганской свиты находятся золоторудные объекты: Аджибугут, Сентябрьское, Джолдас и Кумтош.

Силур-девон. Туркестанский палеоокеан (рис. 29, г) на этой стадии зафиксирован глубоководным конденсированным кремнистым осадконакоплением (кангашарская, шаяндинская свиты), для возвышенных участков характерно карбонатонакопление, в результате чего сформированы мощные толщи карбонатной формации девона-карбона, трансгрессивно перекрывающие аккреционные комплексы раннего палеозоя.

Северная окраина. В позднем силуре продолжалась субдукция под Казахстанскую плиту, с формированием Нуратау-Кураминского надсубдукционного магматического пояса, на западе представленного трахиандезитами и трахибазальтами и трахириолитами чимкурганской и бандской свит, а на востоке – катрангинской и калканатинской свит, где они находятся в ассоциации с гранитоидами I-типа каракиинского, башкызылсайского и кызатинского комплексов (414 млн. лет) (Р.Х.Миркамалов и др., 2012; Dolgorolova, 2016).

Севернее активной зоны накапливаются мощные карбонатные осадки, а во фронтальной зоне каратерекского аллохтона (обдукция океанической коры на докембрийское основание) формируется тюлькубашская молассовая формация.

В пределах Нуратау-Кураминского вулканоплутонического пояса (ВПП) на этой стадии формировались месторождения железа (Темиркан) и полиметаллов (Учкулач). Источником железа являлись субмаринные вулканические термальные растворы, переносившие железо в закисной форме. Морская вода способствовала окислению и образованию труднорастворимой взвеси гидроокислов железа, которая на стадии диагенеза преобразовывалась в гематит (Л.М.Крикунова и др., 2012).

Залежи полиметаллов формировались в два этапа (Панкратьев, Ю.В.Михайлова, 1981). Первый включает гидротермальный прианос и метасоматическое формирование руд в корневых системах в период от живецкого до франского веков, на фоне затухающей вулканической деятельности. Второй, метаморфический этап, связанный с последующей коллизией, обусловил глубокое преобразование руд в зонах секущих разломов и флексурных изгибов.

Ситуация на южной окраине в этот период характеризовалась как стабильная с преимущественным накоплением карбонатных осадков на континентальном шельфе. Дальнейшая активизация субдукции, вероятнее всего, осложнилась из-за погружения зоны спрединга под окраину Каракумского континентального массива, провоцируя тем самым рифтогенные процессы на окраине нависающей плиты.

сквозь погруженную зону спрединга, так называемое «астеносферное окно», в разрыв континентальной коры устремляется мантийный субстрат, формирующий и заполняющий рифтогенную структуру.

Постепенное продвижение зоны растяжения в южном направлении отражено в периодическом чередовании поясов развития вулканогенных пород известкового, известково-щелочного и субщелочного состава.

Первым сформировался рифт, фиксируемый гипербазитами, толеитовыми метаджиландинского осадочно-вулканогенного комплекса D (?), характерными для зон рифтогенеза. Закрытие рифта произошло, скорее всего, в конце девона. Глубоководные области рифта заполнялись кремнистыми осадками (акбасайская свита), а в плечевых — формировалась карбонатная толща. Позднее, в раннем карбоне, начал раскрываться Гиссарский рифт.

Вулканизм, метаморфизм и гидротермальные процессы в ходе рифтогенеза и последующей аккреции способствовали образованию золоторудных залежей в катармайском микстите, а также пластовой окисдно-марганцевой минерализации (Датуташ) в смежных областях.

На западной окраине пояса, на границе с Устюртским микроконтинентом (Султанувайс), вулканизм начинается султануиздагским верхнесилурийским-нижнедевонским вулканогенно-осадочным метабазальтовым комплексом, продолжается он джамансайским нижнедевонским вулканогенно-осадочным метабазальтовым и завершается бешмазарским нижнедевонским вулканогенно-осадочным андезит-дацит-риолитовым комплексом. Металлогеническая специализация этих комплексов не установлена.

На восточной окраине Устюрта в нижне-среднедевонское время образован шейх-джейлинский осадочно-вулканогенный базальт-андезит-риолитовый комплекс, который согласно перекрывается средне-верхнедевонским куюнчикским андезидацитовым. С вулканитами этих комплексов связаны проявления меди и золота.

Ранний-средний карбон. События этой стадии происходят на фоне закрытия Туркестанского палеоокеана, коллизии микроконтинентов, а также открытия Южно-Гиссарской рифтогенной структуры, при этом субдукционные процессы протекали на северной и южной окраинах палеобассейна.

Южная окраина. Каракумский сиалический блок увеличился за счет срастания с Кызылкумо-Нуратинской аккреционной призмой. На всей площади шло накопление карбонатной формации (начатой в силуре-девоне). Во фронтальной части продолжала функционировать энзиматическая вулканическая дуга, зафиксированная базальтоидными формациями, сопряженными с кремнисто-карбонатными осадками (сангрунтауская, шавазская, елемесацинская, тубабергенская, киргизатинская, ходжагаирская свиты). Островодужный этап продолжается образованием беркутауского (ашенынтауского) среднекаменноугольного осадочно-вулканогенного базальт-андезит-риолитового комплекса в Западном Султанувайсе и балпантауского среднекаменноугольного осадочно-вулканогенного базальт-андезит-дацитового комплекса в Северном Тамдытау, с последним пространственно связаны золоторудные проявления Балпантау и Тамдыбулак (рис. 29, д).

Южнее, вдоль окраины Каракумской плиты, сформировался Гиссарский ВПП, который, имея надсубдукционную природу, начал развитие со стадии тылового рифтогенеза, а закончил как вулканическая дуга.

Как отмечено выше, зона спрединга Туркестанского бассейна погрузилась («нырнула») в зону субдукции, проецируя зону растяжения на окраину Каракумского континента, активизируя рифтогенные процессы. В девоне активизация прошла по Катармайскому поясу, в карбоне зона рифтогенеза сместилась к югу. Сквозь погруженную зону спрединга в разрыв континентальной коры внедряется мантийный субстрат, формируя высокотемпературный метаморфический мигматит-гранит-гнейсовый пояс, лабулакский (?) ($327,2 \pm 5$ и $339,5 \pm 3,2$ млн. лет) и истемесский (?) (311 ± 4 млн. лет) (Р.Х.Миркамалов и др., 2012; Dolgorolova, 2016), комплексы и офиолитовую ассоциацию Гиссарского палеобассейна. В составе этой ассоциации различаются: габбро-гипербазитовая формация (кундаджуазский комплекс), интерпретируемая как меланократовый фундамент (третий слой) коры океанического типа; терригенно-карбонатно-вулканогенная (натриевых базальтов-риолитов, базальт-риолитовая) формация (карагская, чотнаушорская, ойнамакская свиты) визе-серпуховского возраста. Формирование ВПП сопровождалось излияниями синхронных вулканитов дацит-риолитового состава (вахшиварская C_1V_2 -сп₁ свита) и дифференцированных субщелочных пород (хаузская $C_{2,3}$ свита) в южном сегменте рифтовой структуры. С образованиями ойнамакской свиты связаны золоторудные проявления Ойнамак и Чашма-Хайдароз.

В раннем и среднем карбоне в пределах Гиссарского палеобассейна отлагалась кремнисто-терригенно-вулканогенная (базальт-андезит-риолитовая) формация (сиоминская, кульмансурская и северный ареал сагдорской свиты) островодужного типа. Магматическая камера этой островной дуги зафиксирована внедрением габбро-диорит-плагиогранитовой (танхазыский, чошский комплексы) формации М-типа, габбро-сиенитовой (мачетлинский комплекс), габбро-диорит-гранитовой (алатагский комплекс) и тоналит-гранодиоритовой (зеварский комплекс) формациями I-типа. На флангах отлагалась терригенно-вулканогенная (трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая) формация (тамшушская свита). Весь этот комплекс пород перекрывается терригенно-олистостромовой толщей чормагольской свиты ($C_{2,3}$).

Таким образом, в пределах Южно-Гиссарского магматического пояса наблюдается закономерное наращивание вулканогенных разрезов от нижнего до верхов среднего карбона с эволюцией вулканизма от натриевых базальтов до калиевых трахириолитов и соответствующих интрузивных комплексов от габбро-плагиогранитовых до монцонит-сиенитовых. Фрагменты океанической коры сохранились вдоль и северной и южной границ рифта (захчахонинский и кундаджуазский габбро-гипербазитовые комплексы). Исходя из этого, можно предположить, что рифтогенная структура не дошла в развитии до стадии субдукции и полного закрытия и оказалась залпавленной внедрением Гиссарского гранитоидного карбон-пермского батолита (I-типа), являющегося производной южно-вергентного надсубдукционного магматизма Туркестанского палеоокеана.

К югу от Гиссарского ВПП в позднебашкирское-касимовское время происходило накопление флишевой и молассоидной формаций сагдорской (байсунский ареал) и алячапанской свиты.

С надсубдукционными риолитовыми и риолит-дацитовыми порфирами и их туфами на северной окраине Таджикского микроконтинента связано колчеданно-полиметаллическое месторождение Хандиза. Шарьяжно-надвиговые структуры контролируют золотое оруденение. В зоне крупного наволока расположены место-

рождение Чоре в Таджикистане, Кызылтурук и Широтное (г. Чакыл-Калян) и мелкие месторождения Таушан, Янгиказган (г. Кульджуктау).

В зоне сочленения с Казахской плитой формировался аккреционный комплекс из образований островных дуг и океанической коры, при этом в шовную часть были выдавлены метаморфические субглаукофановые сланцы (маджерумская свита и ее аналоги), которые в ассоциации с серпентинитами являются главными маркерами сутурной зоны.

Северная окраина. В каменноугольный период в Чаткало-Кураминском регионе проявился вулканизм активной окраины, с известково-щелочным профилем (уйнская, минбулакская, болгалинская, акчинская, надакская свиты) в ассоциации с гранитоидами I-типа алмалыкского, текешского, карамазарского, кызылсайского комплексов.

С разнообразными магматическими продуктами в активной окраине связан большой комплекс полезных ископаемых (медь, молибден, свинец, золото, серебро и др.). В известковых скарнах на контакте с гранитоидами карамазарского комплекса сформировалось магнетитовое (Сюреньата) и свинцово-цинковое (Кургашикан) оруденение. Очень важную группу составляют медно-порфировые с золотом объекты в связи с сиенодиоритами, гранодиорит-порфирами алмалыкского комплекса (Кальмакыр, Сарычеку). Другой важной группой являются месторождения золото-серебро-кварцевой формации, в которой выделяются несколько морфологических типов: крутопадающие жилы и минерализованные зоны, пологие, межформационные залежи и трубчатые тела в вулканогенных породах (Кызылалма, Кочбулак, Кайрагач, Каульды). Несмотря на различия и вариации вмещающей среды (интрузивные и вулканогенные породы различных комплексов), для этих объектов характерен близкий минеральный состав: золото-пирит-кварцевый и золото-полисульфидно-кварцевый с теллуридами, что может свидетельствовать об их генетическом единстве.

Области накопления окраинно-континентальных комплексов Кызылкум-Нуратинского блока до начала московского века сохраняют условия шельфового карбоната-накопления. К этому времени завершилась субдукция коры океанического типа, что привело к сближению двух континентальных массивов и островодужных комплексов, началу шарьяжных процессов. Произошло резкое прогибание во фронтальной части покровов и формирование в прогибах флиш-олистостромовых толщ. Процесс шарьяжеобразования приводит к широкому развитию лежащих изоклинальных складок (Ю.С.Савчук, 1991), кливажированию и метаморфизму пород.

Таким образом, к концу карбонового периода произошло окончательное закрытие Туркестанского палеобассейна, с образованием на границе трех (включая Устюртский) микроконтинентов Южно-Тяньшаньского складчато-надвигового пояса. Ширина его составляет 120-180 км, протяженность более 1000 км.

В Южном Тянь-Шане широко проявлено герцинское золото-сульфидное, золото-сульфидно-кварцевое оруденение, значительная часть которого контролируется швами шарьяжных структур с признаками синтетектоничности рудного процесса. Это положение справедливо и для минерализованных зон Каратау (Сармич, Биран), Кокпатаса, Балпантау и др.

Поздний карбон-пермь. На границе Среднего Тянь-Шаня и Южного Тянь-Шаня (рис. 29, е) происходило активное осадконакопление молассы (от 2300-3150 м в Кызылкумах до 6000 м в Фергане) в междугорном коллизийном бассейне за счет сноса пород с Бельтау-Кураминского ВПП и аккреционной призмы. Молассовые отложения характеризуются повышенным содержанием хрома и меди.

В раннепермское время на территории Чаткало-Кураминского региона произошла вспышка постколлизийного внутриплитного ареального магматизма. В депрессиях и кальдерах происходили излияния щелочных кислых вулканитов (оясайская свита), вдоль связанных с крупными разломами депрессий и грабенов — излияния контрастных ассоциаций (оясайская и шурабсайская свиты), а также внедрение монцонит-сиенитовых интрузий (бабайобский комплекс). На заключительных стадиях трещинный магматизм сменился узловым с формированием кальдер, vyplненных агострузиями и субвулканами трахириолитовой (кызылнуринская свита) формации и комагматичные ей крупные изометричные интрузии лейкогранитов (грашанский комплекс). Завершается эта стадия в поздней перми внедрением даек диабаз-гранофировой формации (канимансурский комплекс).

С этими магматическими образованиями связан свой комплекс полезных ископаемых, среди которых главными являются вольфрамово-кварцево-грейзеновые минерализованные зоны (Саргардон), свинцово-цинковые жильные (Канимансур), золото-кварцевые жильные (Пирмираб, Гузаксай), серебро-полиметаллически-кварцевые жильные зоны (Большой Канимансур, Лашкерек), серебро-арсенидные минерализованные жильные и штокверковые зоны (Ахтепа) в вулканических и интрузивных породах. В Чаткальском хребте формировались приуроченные к вулкано-осадочным породам пластообразные залежи литиевого оруденения (месторождение Шаваз).

На границе карбона и перми в Южном Тянь-Шане начинается массовая выплава гранитоидов I и S-типов (Южно-Тяньшаньский коллизийный гранитоидный пояс), которая спаяла края двух микроконтинентов, знаменуя своим появлением единство новой континентальной коры, возникшей из фрагментов двух ранее независимо существовавших континентальных массивов. Магматизм этого этапа оказал влияние на конечное формирование крупных золоторудных месторождений, включая Мурунтау и его саттелиты, а также редкометалльного оруденения. Примером могут служить месторождения скарновые — Сарытау (Южный Букантау), Яхтон (Чакыл-Калян), Койташ (Северный Нуратау), Ингичке (Зирабулак), а также минерализованные зоны Карнаб, Лапас (Зирабулак-Зиаздин). В горах Кульджуктау в контактовых частях габброидов Бельтауского массива разведаны залежи сплошных и вкрапленных графитовых руд, содержащих никелевую минерализацию — месторождение Тасказган. В карбонатно-терригенных породах Южного Букантау в экзоконтакте гранодиорит-адамеллитового массива размещается вольфрамовое скарноидное месторождение Саутбай.

Почти синхронно внедряются интрузивные массивы внутриплитных гранитоидов А-типа и контрастной габбро-гранитовой и монцонит-сиенитовой серий, проявление которых характерно на территории, охватывающей Южный Тянь-Шань, Гиссар и Байсун-Кугитангский район. С интрузиями этого типа связаны золоторудные месторождения Зармитанского рудного поля. Очень важным полезным ископаемым этого времени является урановое оруденение в Среднем Тянь-Шане — жильно-штокверковое в магматических породах (Чаули и Чаркасар).

В пермское время происходило общее шарьяжное скупивание коры пассивной окраины Каракум-Таджикского микроконтинента над зоной поддвига, что привело к образованию Южно-Тяньшаньского складчато-надвигового пояса, утолщению коры и поднятию области над уровнем моря. Поэтому в пермский период на этой территории повсеместно прекращается осадконакопление, лишь на некоторых

участках, соединявшихся небольшими проливами с основным междуговым бассейном, отлагались грубообломочные молассоидные толщи (фаришская, кынырская, верхнеохтатауская и др. свиты). Ограниченная возможность дальнейшего поддвига «плавушей» континентальной коры приводит к региональной деформации шарьяжного сооружения в систему син- и антиформ, заложению систем продольных и поперечных коллизионных разломов, что привело к образованию продольно-складчатой-блоковой структуры территории.

Мезозой-кайнозой. Все последующие стадии геодинамического развития региона в течение мезозой-кайнозоя могут быть отнесены к классу обстановок «внутриплитного» типа, развивающихся на южном краю Евразии. Обстановки эти, ввиду «жесткости» вновь образовавшейся плиты, охватывают очень большие территории, значительно превышающие исследуемую площадь. В связи с этим выявить на ограниченном пространстве общие закономерности этих стадий не представляется возможным и ниже отметим лишь некоторые важные моменты.

В мезозое произошло внедрение южно-тяньшаньского комплекса щелочных базальтоидов, лампрофиров щелочных габброидов (Р.Х.Миркамалов и др., 2010). Дайки и, реже, трубки взрыва встречаются в Букантау, на северо-востоке Тамдытау, в Нуратау и во всех горных сооружениях Южного Узбекистана, а в Южном Нуратау – чагатайского трахит-карбонатитового комплекса. В последнее время установлена алмазонасность всех этих образований (С.И.Андреев и др., 2005).

В Южном Тянь-Шане широко проявлено постколлизийное золото-серебро-кварцевое оруденение ($219,4 \pm 4,2$ млн. лет) (Ю.А.Костицин, 1991) в виде минерализованных зон в терригенных и карбонатно-терригенных породах (Высоковольтное, Косманачи, Ожетпес), контролируемых разноориентированными разрывными нарушениями. Завершает гидротермальное рудообразование сурьмяная и ртутная минерализации.

В мезозойских отложениях в зонах пластового окисления развиты стратиформные инфильтрационные залежи урана (Учкудук в Южном Букантау), связанные с разрывом гранитоидных интрузивов и черносланцевых толщ.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы. Формирование структур территории началось с аккреционных процессов байкальского цикла, когда были сформированы основания континентальных блоков (Каракумо-Таджикского и Казахстанского). Серия последовательных аккреций в палеозое завершилась пермской коллизией с характерным для этого этапа магматизмом, метаморфизмом и структурными следствиями. Металлогенические особенности складчатого основания обусловлены:

- магматическими процессами базальтоидного профиля в спрединговых зонах и энсиматических островных дугах – хромитовое, титаномагнетитовое, медно-колчеданное с золотом и цинково-медно-колчеданное оруденение;

- гидротермальными и эксгальационными процессами в области СОХ с образованием начальных концентраций цветных и благородных металлов в осадочных породах, наиболее вероятно, в сульфидной форме в условиях морского седиментогенеза при активизации вулканогидротермальной деятельности и бактериальной сульфатредукции;

- осадочными и вулканогенно-осадочными процессами, происходившими в различных фациальных зонах палеобассейнов, охватывающих как области с корой океанического типа, так и окраинно-континентальные и шельфовые части микро-

континентов — железо-марганцевые конкреции, марганцевые руды, стратиформное свинцово-цинковое и магнетит-гематитовое оруденение;

- процессами надсубдукционного магматизма (в т. ч. рассеянного рифтогенного), формирующими вулканоплутонические пояса на активных окраинах с медно-порфировым (с золотом), свинцово-цинковым (с серебром), магнетит-гематитовым и эпитегрмальным серебро-золоторудным оруденением;

- региональным метаморфизмом и сопровождающим его ультраметаморфизмом с гранитообразованием. Формирование и локализация месторождений метаморфогенного типа определяется факторами структурного и литологического контроля, термодинамическими условиями, геохимической обстановкой подвижной области и ее тектонической позицией, метаморфогенными гидротермами аккреционных призм, продуцирующими золотое, золото-серебряное, сурьмяно-ртутное оруденение;

- процессами постколлизиионной активизации, обусловившими вскрытие мантийных очагов, вывод магмо- и флюидопотоков в проникаемые зоны коллизиионных структур и создание промышленных концентраций золотого, серебряного, вольфрамового и оловянного оруденения. Источником металлов служат как мантийные флюиды, так и вмещающие породы;

- внутриплитными рифтогенными процессами, сопровождаемыми редкометальной минерализацией, алмазонасными дайками и трубками взрыва щелочных базальтоидов и меланократовых карбонатитов;

- процессами внутриплитного континентального развития в позднепалеозойское и мезозой-кайнозойское время с проявлением эмбрионального и рассеянного рифтогенеза, сформировавшими вулканогенное наземно-эксталяционное алунитовое и литиевое (стратиформное) оруденение, пневматолито-гидротермальное редкометалльно-флюоритовое с бериллием, гидротермальные вулканоплутоногенные и вулканогенные месторождения серебро-полиметаллического, пятиэлементного, уранового и кварц-сульфидно-флюоритового типов, телетермальное кварц-карбонатно-киноварное оруденение, инфильтрационные месторождения медистых песчаников, экзогенное оруденение марганца в корах выветривания и урана — в песчаниках.

Заключение. На рассматриваемой территории рудные процессы начались в зонах спрединга Туркестанского палеоокеана, когда вулканогидротермальная деятельность создала начальные концентрации сульфидов цветных и благородных металлов и определила металлогеническую специализацию региона.

Метаморфизм и гидротермальные процессы в ходе субдукционной аккреции океанических осадков в кембрии, ордовике и раннем силуре обеспечили образование новых продуктивных парагенезисов, образуя их сложные комбинации.

Коллизия в позднем палеозое и сопровождающий ее магматизм ответственны за ремобилизацию рудного вещества и формирование крупных скоплений в аккреционной призме, а также за формирование магматических и эпитегрмальных месторождений в пределах ВПП активной окраины.

Все эти стадии внесли свой вклад в геохимическую специализацию производных формаций, и, в конечном итоге, выразились в минерогенических особенностях Тяньшаньской провинции с закономерным набором и размещением месторождений.

Глава VI. РЕГИОНАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Прогнозные работы проводятся в различных геотектонических обстановках на щитах, платформах, складчатых поясах, срединных массивах, зонах тектономагматической активизации. В этих основных структурах земной коры находятся неодинаковые полезные ископаемые разных формационных и геолого-промышленных типов. Это приводит к разным подходам к региональным и локальным прогнозным исследованиям разномасштабных рудоносных площадей и рудных объектов. Минерагенический анализ любого региона начинается с уточнения условий размещения прогнозируемого оруденения и определения его формационной или геолого-промышленной принадлежности. Затем изучаются закономерности размещения рудопоявлений, месторождений в тех или иных структурах региона. Выделяются рудоподводящие, рудораспределяющие, рудовмещающие, рудо локализирующие структуры и оценивается значимость их для целей прогнозирования. Выявляются взаимосвязи месторождений с геологическими формациями, определяется роль конкретных формаций в рудогенезе и дается их типизация. Геологические формации также разделяются на рудоносные, рудовмещающие, рудогенерирующие, рудообразующие. Рудогенерирующие и рудообразующие формации инициируют процессы рудообразующих систем и рудонакопления во вмещающих породах, выступают в качестве источника энергии, массы и транспортирующих компонентов руд в форме расплавов и растворов. При региональном минерагеническом прогнозировании обстановки нахождения месторождений учитываются через принадлежности рудных формаций к определенным геотектоническим и геодинамическим режимам и структурам.

В последние годы XX в., когда теория тектоники литосферных плит внедрялась в представления о рудогенезе, большинство исследователей в мире вернулись к выводу о полигенном и полихронном образовании крупных (многотоннажных) месторождений. Для формирования промышленных суперконцентраций металлов в литосфере наиболее важными факторами являются: телескопирование – устойчивое пространственное совмещение минерализации различных источников и различной природы (эндогенной и экзогенной), а также длительность и многоэтапность формирования оруденения в закономерно меняющихся геодинамических обстановках.

Распределения месторождений по геотектоническим структурам мира показывает, что максимальное количество месторождений локализовано в орогенных и складчатых поясах, на активных окраинах и в зонах рифтогенеза. Крупные месторождения всегда располагаются закономерно только в свойственных данному генетическому типу структурно-вещественных комплексах, в типичных для них геодинамических обстановках образования, в четкой связи с определенными рядами геологических формаций, т. е. тип оруденения и тип геологической обстановки всегда взаимосвязаны (Минерагения, 2008).

Современные данные исследований океанического дна показывают, что активная гидротермальная деятельность приурочена к дивергентным и конвергентным границам Мирового океана сопровождается сульфидным оруденением разного состава. В океане известно более 110 рудных объектов (Минерагения, 2008). Этот факт предполагает, что образование начальных концентраций цветных и благород-

2) изучение металлогенической зональности, определение локальных рудоносных геологических структур (складчато-блоковых, разрывных, дайковых поясов и магматической активизации), их соотношений между собой и с разновозрастными уровнями эрозионного среза отдельных блоков изучаемой территории;

3) выяснение природы геологических, геофизических, геохимических, минералогических аномалий, выявленных в изучаемом регионе;

4) выявление закономерностей размещения рудных районов, узлов, полей, месторождений для каждого типа рудных объектов.

Решение первой задачи способствует выявлению перспективных рудоносных площадей – минерагенических зон, рудных узлов, рудных районов, а второй и третьей – точек минерализации и рудопроявлений.

Региональное прогнозирование опирается не только на изучение вскрываемых формаций и комплексов с помощью геодинамического анализа геологических карт масштабов 1:1 000 000... 1:200 000 (1:100 000), но и учитывает данные о глубинном строении земной коры. При выделении рудоперспективных структурно-формационных зон используются такие исследования:

1) сопоставление выявляемых зон между собой; определение их эволюционного развития по основным этапам рудообразования;

2) изучение последовательности структурно-тектонических, магматических, метаморфических, метасоматических этапов;

3) минерагенический анализ изучаемых территорий;

4) выявление рудопроводящих, рудоконтролирующих, рудоконцентрирующих структур.

Региональное прогнозирование служит для проектирования опережающих геолого-геофизических исследований территорий. В результате получают благоприятные позиции для локализации оруденения. Эти позиции оцениваются при геолого-съёмочных и геофизических работах масштабов 1:200 000-1:50 000. Их количественная оценка учитывает лишь потенциальную возможность открытия месторождений полезных ископаемых того или иного вида на основании благоприятных геологических и палеогеографических предпосылок, выявляемых при аэрокосмических и наземных геолого-геофизических и геолого-съёмочных исследованиях.

Прогнозные построения основаны на последовательном вовлечении в анализ все более крупномасштабных геологических и геодинамических карт; использование критериев прогноза от региональных геолого-структурных, формационных к более детальным минералогическим и геохимическим. В одних случаях такой многоступенчатый анализ заканчивается выделением и оценкой масштабов прогнозируемого оруденения в пределах минерагенических поясов и провинций, зон, областей. В других случаях он заканчивается на уровне рудных зон, узлов, рудных районов. При этом должна соблюдаться соподчиненность от мелкомасштабных региональных к крупномасштабным и детальным исследованиям: минерагеническая провинция – минерагеническая область – минерагенический район или минерагенический пояс – структурно-формационная (минерагеническая) зона – рудный узел – рудное поле.

При региональных прогнозных исследованиях на геодинамической основе предполагается составление геодинамической карты, на которую выносятся структурно-геологическая и минерагеническая информация (месторождения, рудопроявления, геологическая и минерагеническая аномалии. Масштабы работ и ком-

плекс методов определяются особенностями исследуемой территории. Последовательная детализация данных дает максимальный результат при применении материалов с четырехкратным различием в масштабах.

В процессе геодинамического анализа выделяются и дифференцируются структурно-вещественные и складчато-разрывные формы, определяются их закономерные пространственные и временные сочетания. Устанавливаются связи между геологическими телами, тектоническими структурами и рудными скоплениями. Структуры складчатые и дизъюнктивные, очагово-купольные являются важнейшими рудоносными образованиями земной коры. Основной целью геодинамического анализа служит реставрация истории геологического развития региона и его тектонического районирования. Используя результаты геодинамического анализа в комплексе с геофизическими и геохимическими данными можно выделять рудоносные и потенциально рудоносные геологические структуры и тела. Рудная минерализация обычно локализуется в наиболее ослабленных, осложненных частях структур — в поднадвиговых микститах, в замках складок, флексурах, шовных зонах, участках максимальной дисгармоничности, осложненных разрывами. С учетом всех этих и других региональных факторов выполняется прогнозирование рудоносности территорий.

В результате исследований выявляются:

- 1) структурно-вещественные и микситовые комплексы, контролирующие и определяющие минерагеническую зональность;
- 2) линейные сквозные зоны, секущие общий структурный план территории, среди которых выделяются рудоконтролирующие структуры;
- 3) очагово-купольные структуры магматической природы, обладающие радиально-концентрическим строением и контролирующих размещение рудных узлов, рудных полей;
- 4) проекции трасс палеофлюидопотоков, определенные на основе анализа размещения рудных объектов.

При оценке перспективности территорий основное значение имеют геометрические формы изображения объектов — кольцевые и линейные структуры, отражающие неоднородности глубинного строения земной коры при воздействии мантийных магно-флюидных потоков.

Материалы геодинамических обобщений используются для решения следующих прогнозно-минерагенических задач:

- 1) выявление и анализ закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых;
- 2) определение минерагенических факторов локализации оруденения;
- 3) минерагеническое (металлогеническое) районирование;
- 4) разработка критериев прогноза;
- 5) выделение и оценка рудоперспективных площадей и объектов;
- 6) определение ландшафтно-геохимических особенностей и типов геолого-тектонических обстановок для целей прогнозирования;
- 7) выявление продолжений известных рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур;
- 8) анализ минерагенического значения выявленных линейных, кольцевых, блоковых структур;
- 9) выявление узлов пересечения известных рудоконтролирующих структур с вновь установленными геологическими линеаменами по аэро- или космодотоснимкам;

10) изучение изображений на аэрокосмофотоснимках рудных узлов, рудных полей, месторождений и поиски аналогов на соседних площадях, соответствующих условиям типизации по специфическим признакам проявлений объектов;

11) выявление и уточнение структурной позиции рудопроявлений, месторождений в исследуемом регионе;

12) выделение рудоконтролирующих особенностей рудных объектов в геофизических полях;

13) определение рудоконтролирующих комплексов и разрывных нарушений изучаемых территорий.

Результаты этих исследований глубинного строения территорий отражены на карте закономерностей размещения полезных ископаемых.

Методика оценки факторов

Для комплексной оценки рудоносности, установления генетических аспектов и на этой основе выявления факторов прогноза разработана субдукционно-гидротермальная модель рудообразования (Савчук, Мухин, 1993), большей частью опирающаяся на материалы по Южно-Тяньшаньской аккреционной призме, образованной при закрытии Туркестанского палеобассейна. В свете этой модели рассмотрим различные варианты геодинамических обстановок и режимов на конвергентных границах плит и определим степень их рудоносности, т. е. произведем оценку факторов.

По П.А.Шехтману, В.А.Королеву, Н.А.Никифорову и др. (1979), фактором обычно называют причину, движущую силу, одно из основных условий совершающегося процесса. По этим авторам, они разделяются на три группы.

Рудообразующие факторы определяют возможность образования данного полезного ископаемого в перспективных блоках земной коры. В нашем случае это будут — активные окраины, аккреционные призмы, а последние будут рассмотрены с учетом вариантов зон субдукции, различающихся по типам (углы наклона, скорость схождения) и тектоническому режиму — аккреционному, нейтральному, эрозийному и т. д.).

Рудораспределяющие факторы определяют пути поступления минералообразующих агентов, геологическую позицию и структуру месторождений и рудоносных зон. Для нас это — трассы палеофлюидопотоков, благоприятные метаморфические зоны, структурный уровень, зоны наволоков, системы коллизионных тектонических нарушений.

Рудолокализирующие факторы определяют конкретные условия локализации минерализации, структуру и положение минеральных тел. К ним относятся участки сопряжения трасс палеофлюидопотоков с системами тектонических нарушений, осложнения зон наволоков, разломов; склонения рудных тел (рудных столбов) в соответствии со структурными элементами.

Выделение трасс палеофлюидопотоков. На начальных этапах анализа закономерностей размещения оруденения в пределах аккреционной призмы по структурным, минералогическим, геохимическим, промышленным признакам выделяется серия трасс палеофлюидопотоков. Их проекции на дневной поверхности будут представлены полосами максимальной рудоносности. Изучение рудных объектов даст возможность определить их потенциально-возможную рудопродуктивность.

При средне- и крупномасштабных работах необходимо выявление и прослеживание признаков флюидного режима прошлого, картирование зон аккумуляции и

путей движения рудоносных растворов, с учетом размещения зон локальной проницаемости литосферы (Абрамович, Клушин, 1987). В отличие от ранее разрабатываемых вариантов, когда вне зависимости от генетических представлений, фактически для каждого месторождения или рудного поля обосновывалось существование самостоятельного источника гидротерм, субдукционно-гидротермальная модель (Савчук, Мухин, 1993) позволяет перейти на более высокий уровень прогнозно-металлогенических построений и выделять трассы палеофлюидопотоков, рудный потенциал которых мог реализоваться при достижении благоприятных термодинамических обстановок.

Эти положения основываются на установленных фактах постоянного превышения температур рудоотложения для синшарьяжной минерализации под параметрами регионального динамотермального (субдукционно-коллизийного) метаморфизма. Теоретически обоснована возможность прорыва высокотемпературных рудоносных гидротерм из нижележащих участков зоны субдукции, затем их миграции в термоградиентном поле зоны поддвига в виде отдельных струй — палеофлюидопотоков и рудотложение в системах широко развитых субдукционных и коллизийных тектонических нарушений.

Согласно субдукционно-гидротермальной модели формирования рудных месторождений, наиболее показательной является территория Южного Тянь-Шаня, на примере которого рассмотрим вариант выделения трасс палеофлюидопотоков вдоль пологой зоны поддвига, находящейся в основании аккреционной призмы и выраженных на дневной поверхности полосами рудоносности. Выделение этих полос производится по ряду признаков: структурно-геологических, минералогических, геохимических, промышленных и т. д., в масштабе 1:500 000-1:200 000 (табл. 4).

Таблица 4

Критерии выделения полос рудоносности

Промышленные	Наличие локально сконцентрированных месторождений, рудопроявлений, рудных точек, увязанных в полосы, трассирующиеся поперек направления поддвига (поперек линейности)
Минералогические	Присутствие зон измененных пород, метасоматитов (с поверхности пестроокрашенные зоны), кварцевых жил
Геохимические	Наличие ореолов рассеяния Au, W, As
Геофизические	Аномалии по различным методам, фиксирующие гидротермальные изменения в швах наволоков и разломов

Несмотря на то, что золотая минерализация встречается практически во всех покровах, оконтуривание начинается с уровня развития нижних герцинских аллохтонных комплексов, сложенных отложениями континентального склона и подножья (черносланцевые вулканогенно-терригенные и терригенные песчано-сланцевые породы), как более благоприятных на крупномасштабное оруденение. Вероятно, не случайно, наиболее часто в шарьяжно-складчатых областях золотое оруденение развито именно в черносланцевых толщах. По набору критериев на схеме рудоносности, с вынесенными герцинскими золото-сульфидными и золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями, ограничиваются площади, вытянутые в направлении поперек генерализованного простиранья линейности герцинского времени (т. е. вдоль направления поддвига покровов и в соответствии с миграцией гидротерм). Эти площади выделяются по наличию локально сконцентрированных месторождений, рудопроявлений, рудных точек (промышленные признаки).

Далее границы этих площадей трассируются и на территории, занятой другими (более верхними и более нижними) аллохтонами, с захватом развитых там золотых проявлений. Значительную помощь при этом могут оказать откартированные зоны измененных пород, метасоматитов (с поверхности пестроокрашенные зоны), кварцевых жил (минералогические признаки), а также геохимические ореолы рассеяния Au, W, As и т. д. (геохимические признаки). Таким образом, мы получаем серию (25 шт.) полос различной ширины (от 5 до 30 км), пересекающих Южный Тянь-Шань в северо-восточном направлении и включающих подавляющее большинство золоторудных объектов (см. рис. 30). Они располагаются с определенным «шагом», что наводит на мысль о ритмичности проявления ослабленных и достаточно проницаемых для гидротерм участков вдоль зоны поддвига. После нанесения на карту закономерностей размещения рудных полезных ископаемых залежи углеводородов, оказалось, что большая часть последних располагается над трассами палеофлюидопотоков.

В связи с вышеизложенным, интересно было бы рассчитать теоретическую продуктивность (рудный потенциал) такой системы. Количество золота, которое может быть перенесено палеофлюидопотоком (вынесено из обстановки рудогенерации) в год в среднем на каждый погонный километр по любой зоне субдукции можно рассчитать по формуле:

$$N_{Au} = W_c \times Z \times M \times K_{H_2O} \times K_{Au},$$

где N_{Au} — количество золота (г/год); W_c — средняя скорость субдукции для современных зон (7×10^{-2} м/год); Z — удельная протяженность (10^3 м); M — средняя мощность морских осадков (5×10^2 м); K_{H_2O} — коэффициент обводненности морских отложений (0,1); K_{Au} — растворимость золота в морской воде при 400-500°C (0,1 г/т). Подставляя эти значения в формулу, мы получаем перенесенное количество золота: $N_{Au} = 7 \times 10^{-2} \times 10^3 \times 5 \times 10^2 \times 10^{-1} \times 10^{-1} = 3,5 \times 10^2$ г/год.

Время функционирования герцинской зоны субдукции на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня оценивается не менее 50 млн. лет и даже, принимая, что количество осажденного из раствора золота будет составлять всего около 1%, то в этом случае мы получаем, что фиксированное на уровне обстановки рудоотложения золото составит порядка 175 тонн /п. км (П.А.Мухин, Ю.С.Савчук, 1987). Исходя из определенной мощности полос рудоносности (трасс палеофлюидопотоков) от 5 до 30 км, даже без учета их аккумулирующего влияния, которое могло охватить и прилегающие блоки на большую ширину, можно установить теоретическую продуктивность одной такой системы в 875-5250 т золота. Таким образом, несмотря на приближенность использованных исходных данных, описанный процесс безусловно не имеет себе равных по масштабности среди других рудопроизводящих процессов, а расчетные цифры близки к максимальным значениям (4-5 тыс. т золота), установленным Ю.Г.Сафоновым (1997) для ординарных рудообразующих систем. Здесь следует помнить, что это золото могло образовывать экстенсивные формы оруденения, с рассеянием во множестве разобщенных мелких объектов, а также на сегодняшний день могло быть погребено под мощным чехлом мезозой-кайнозойских отложений. Поэтому к расчетным предельным значениям надо относиться как к теоретически возможным и исходить из установленных реальных масштабов месторождений.

Метаморфическая зональность. В связи с проявлением в породах горно-складчатых поясов метаморфизма разного типа (в зависимости от термодинамических параметров — давлений и температур), необходимо проанализировать избиратель-

ную приуроченность месторождений, что позволит провести разбраковку вдоль трасс палеофлюидопотоков и установить более благоприятные по термодинамическому режиму секции.

Благоприятный структурный уровень (основание, средняя, верхняя части) устанавливается через статистический анализ распределения месторождений (доли запасов) в общем разрезе аккреционной призмы. Это позволит еще более локализовать благоприятные участки вдоль трасс палеофлюидопотоков.

Рудоконтролирующие нарушения. В соответствии с направленностью общей геодинамической эволюции при закрытии палеобассейнов в начале идет субдукционная стадия, затем коллизионная. Для субдукционной стадии характерны пологие тектонические нарушения – наволоки между аллохтонными структурно-вещественными комплексами, вязкие разрывы, которые в ряде случаев являются рудоконтролирующими (Мурунтау, Кокпатас и др.). В коллизионную стадию в обстановке нарастающего сжатия возникают системы продольных син- и антиклинальных взбросо-сдвигов, а также поперечные сдвиги. Эти нарушения также вмещают месторождения золота (Чармитан, Даугыз и др.), но пока еще не выделены на картографических материалах в самостоятельные структуры. Необходимо протрассировать на всей территории зоны главных наволоков и коллизионных тектонических нарушений, особенно в пределах полос рудоносности. На этой основе будет сделана геодинамическая типизация месторождений золота. Будут установлены вариации масштабов золотых проявлений с выделением наиболее благоприятных нарушений.

Установление благоприятных геологических позиций для размещения золотого оруденения в аккреционных призмах будет включать следующие операции: 1) выделение участков сопряжения трасс палеофлюидопотоков (полос рудоносности) с системами субдукционных и коллизионных тектонических нарушений; 2) установление типовых обстановок рудолокализации, к которым могут относиться: осложнение нарушений с образованием расщеплений, сжатий, изгибов, оперяющих швов; присутствие блоков пород, отличающихся по своим свойствам и т. д.; 3) статистический анализ обстановок с выделением более благоприятных (через доли запасов).

В результате этих исследований будет обоснована и разработана последовательность операций, постепенно приближающих к главной цели – геодинамическому прогнозу. Этот прогноз нацелен на выявление максимально возможного для данной обстановки крупномасштабного оруденения. В то же время нельзя забывать о том, что в ряде случаев мы отбраковываем участки, хотя и малоблагоприятные для размещения крупных золотых месторождений, но тем не менее вмещающие промышленные объекты. Поэтому такие участки целесообразно относить к площадям второй очереди.

Минерагеническое районирование Западного Тянь-Шаня

Основная цель минерагенического районирования – создать основу для анализа размещения известных месторождений и рудопоявлений (минерагеническая карта), выявить закономерности их локализации (карта закономерностей размещения оруденения) и, в заключение, построить прогнозную карту благоприятных позиций для локализации рудных объектов.

Доюрский фундамент территории Узбекистана обладает крупным потенциалом месторождений твердых полезных ископаемых, прежде всего рудных, известных во всем мире, таких как золото, медь и уран. При анализе характера их размещения и выявлении определенных закономерностей принята следующая иерархическая соподчиненность минерагенических единиц.

Минерагенический пояс (МП) или минерагеническая провинция — это крупная, несущая полезные ископаемые площадь в сотни тысяч км², соответствующая основным структурным единицам земной коры — складчатым поясам и платформам, их фрагментам или сочетаниям фрагментов различных структурных единиц. В нашем случае они соответствуют геодинамическим комплексам. На карте показаны четыре металлогенических провинции — Северо-Тяньшаньская, Срединно-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская и Юго-Западно-Тяньшаньская, содержащие области и рудные районы.

Минерагенические комплексы (МК) коррелируют со структурно-вещественными комплексами (СВК) и представляют совокупность определенных осадочно-метаморфических формаций и магматических комплексов, связанных единством структурного плана, геодинамическими условиями и временем формирования, с характерным набором метасоматических и рудных формаций (Российский металлогенический словарь, 2003).

Минерагеническая область (МО) — это изометричная по форме площадь размером в десятки тысяч км², соответствующая территориально обособленной части минерагенического пояса, геодинамическая эволюция которого, зафиксированная в СВК, определила ее металлогеническую специализацию. Для минерагенических подразделений, аналогичных по размерам, но имеющих отчетливо выраженную линейность применяется термин «минерагеническая зона» (МЗ). Практическая рудоносность этих таксонов резко неравномерна по площади и проявляется в виде рудных узлов и районов, определяющих его суммарную продуктивность.

Рудный район (РР) — площадь развития признаков рудоносности, соответствующая части минерагенической области, характеризующейся развитием благоприятно сочетающихся рудоконтролирующих и рудовмещающих минерагенических комплексов и микститовых толщ, обладая более высокой рудонасыщенностью по сравнению с окружающими территориями и включает, как правило, ряд пространственно сближенных однотипных рудных узлов и полей.

Рудный узел (РУ) — аномально рудоносная площадь земной поверхности, образованная локальным сочетанием благоприятных рудовмещающих МК и тектонических структур, вмещающая совокупность пространственно сближенных месторождений (рудных полей) одного или нескольких формационных типов, сформированных в близких геодинамических режимах.

Распределение рудных объектов по минерагеническим комплексам во всех провинциях неравномерно, оно зависит от геодинамического режима их формирования. Максимально продуктивные эпохи рудообразования проявились на стадиях субдукционной аккреции в раннем палеозое, задугового рифтогенеза и надсубдукционного магматизма в раннем-среднем карбоне и верхнекарбон-пермском коллизионном и постколлизионном (внутриплитном) магматизме (рис. 31).

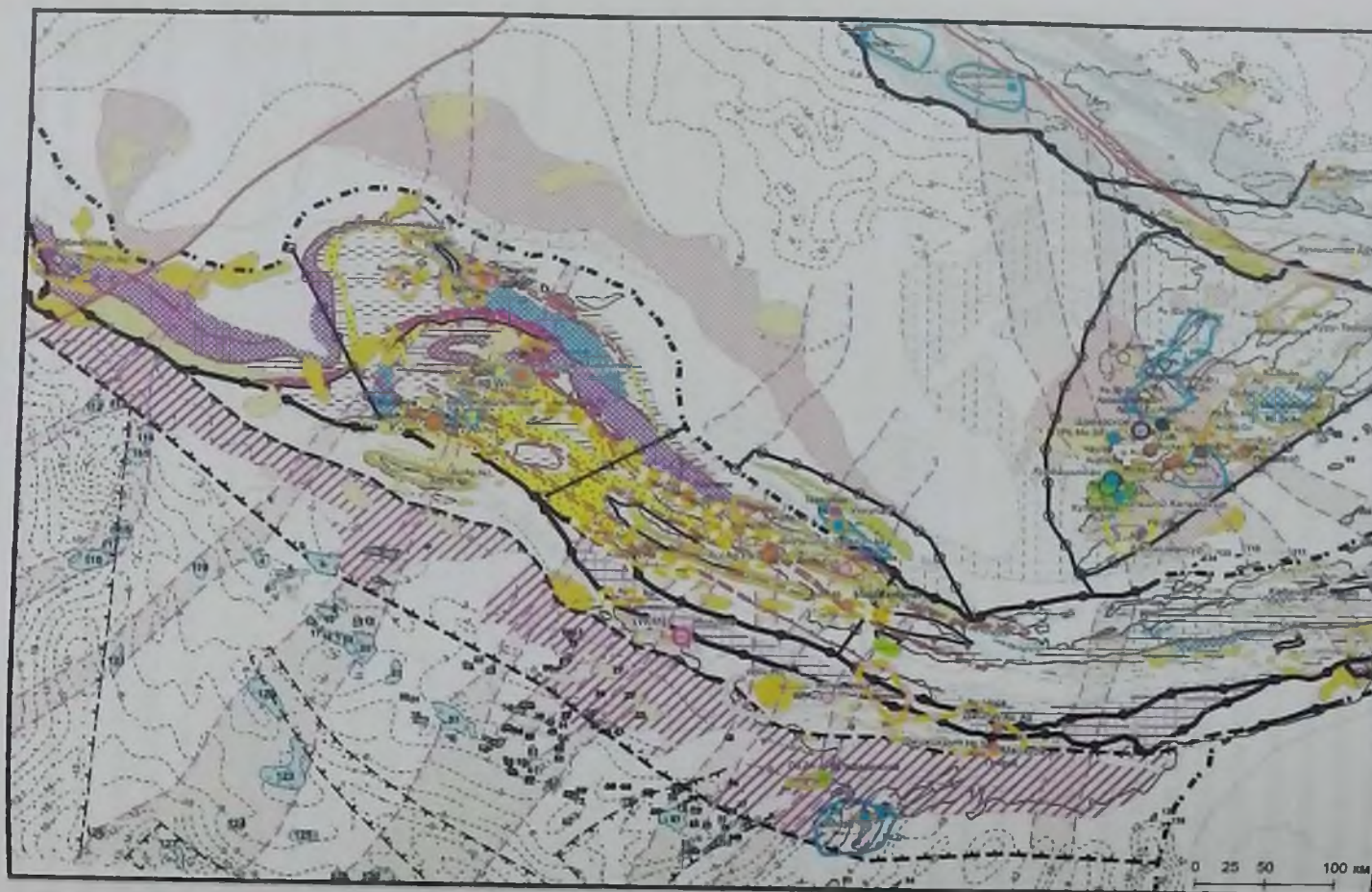
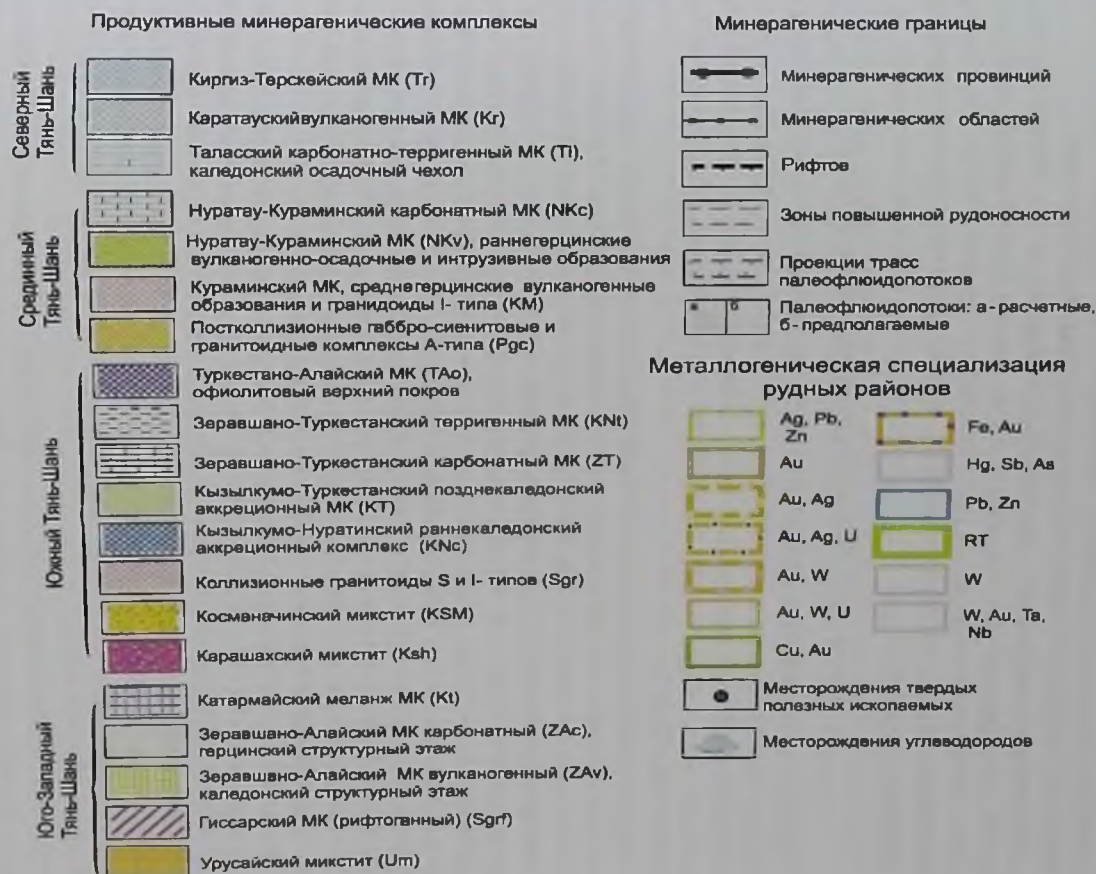


Рис. 31. Карта закономерностей размещения полезных ископаемых орогенного пояса Западного Тянь-Шаня.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Усл. обозн. к рис. 31.



Северо-Тяньшаньская провинция (СевТ)

Северо-Тяньшаньская металлогеническая провинция (см. рис. 31) характеризуется преимущественным развитием допалеозойских метаморфических и раннепалеозойских островодужных осадочно-вулканогенных образований. Основная металлогеническая эпоха связана с герцинской складчатостью и наложенной тектономагматической активизацией.

Главные полезные ископаемые провинции — Pb, Fe, Au, U, W, TR. На карте показаны две металлогенические области: Каратауская и Таласская.

В провинции выделены 7 крупных месторождений, в т. ч. Миргалымсай, Шалкия (Pb, Zn), Бала-Чичкан (Fe), Акташ, Актюз (редкие земли). Характерен широкий возрастной диапазон процессов рудообразования. Промышленные месторождения формировались в раннепротерозойскую, рифей-вендскую, раннепалеозойскую и среднепалеозойскую эпохи.

Срединно-Тяньшаньская провинция (СрТ)

Срединно-Тяньшаньская провинция протягивается от гор Северного Букантау к востоку, через возвышенности Писталитау (Ханбандытау), к Кураминскому хребту и Юго-Западным отрогам Чаткальского и Пскемского хребтов). Восточная (или Нарынская) часть Срединного Тянь-Шаня сдвинута относительно западной по Таласо-Ферганскому сдвигу.

Территория в геодинамическом плане представляет активную окраину континента с наклоненной под нее зоной субдукции океанической коры Южного Тянь-Шаня. В результате коллизионных процессов произошло возникновение Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса андийского типа. Наиболее ранние проявления вулканоплутонизма были в D_1 - D_2 ef (катрангинская и калканатинская свиты) от андезибазальтов и трахиандезитов до риодацитов (Нуратау-Кураминский вулканогенный МК). Затем они были перекрыты карбонатными шельфовыми отложениями D_2 gv- C_1 v (Нуратау-Кураминский карбонатный МК). Позднее вулканоплутонический пояс проявился в C_1 s по P_1 , в основном это были трахириолиты и трахиандезитодациты (Кураминский вулканогенный МК). Важнейший в металлогеническом отношении интрузивный магматизм будет охарактеризован ниже.

Большая часть провинции перекрыта в северо-западной части отложениями Сырдарьинской и Тургайской молодых платформ позднемезозой-кайнозойского возраста, на большей части территории перекрыта платформенным чехлом (K_2 -KZ). Под ним реконструируется Бельтау-Кураминский ВПП, сложенный палеозойскими интрузивными, субвулканическими породами и их покровными фациями, в ассоциации с палеозойскими карбонатными отложениями. Рудные районы приурочены к обнаженной части пояса.

Важной особенностью Бельтау-Кураминского пояса является широкое развитие вулканоструктур, которые имеют огромное металлогеническое значение и рассматриваются не только как рудовмещающие, но и как рудогенерирующие (В.П.Коржаев, П.М.Анкудович, 1985 г.).

В пределах Срединно-Тяньшаньского МП выделяются 4 минерагенические области: Бельтау-Кураминская, Нарынская, Учкулачская и Ферганская. Первые две МО представляют выступы докембрийских метаморфических пород, более молодые аккреционно-коллизионные зоны, а также коллизионный ВПП. Главные полезные ис-

копаемые провинции – Cu, Au, Pb, Zn, U, fl; Fe, Hg, Mo. Наиболее крупные месторождения на территории Узбекистана – Кальмакыр (Cu), Учкулач (Pb, Zn), Темиркан (Fe) и др. На территории Киргизии следует выделить средние (30-70 т) месторождения: Макмал (Au), Бозымчак, Иштамберды, Алтын-Джилга, Тохтазан. Собственно серебряным являются месторождения Лашкерек и Кумыштаг, запасы составляют до 2 тыс. т.

Среди скарново-золото-медных наиболее крупное месторождение Куру-Тегерек в Касан-Сумсарском РР (1,02 млн. т меди с содержанием 0,6%).

Бельтау-Кураминская МО. Территориально все рудные объекты сгруппированы в семи рудных районах: Алмалыкском (Cu, Au, Pb, Zn), Ангренском (Au, Ag, U), Чаткальском (Fe, Pb, Zn, V), Чадакском, Лашкерекском (Pb, Zn), Сандалашском (Au, Cu, Sb, W), Кансай-Сумсарском (Au, Sb, Pb, Cu, Zn, Ag) и Карамазарском (Pb, Zn, W, Mo, Fe).

Крупнейшие комплексные золото-медно-порфировые месторождения, а также золотые и свинцово-цинковые расположены на территории Алмалыкского рудного района. В Нуратинском сегменте этого пояса в приконтактной части вулканогенных и карбонатных пород девона – месторождения железа и полиметаллов.

Продуктивная на медь, золото, молибден, свинец-цинк колонка литодинамических комплексов охватывает возрастной интервал D_1-C_2m (Нуратау-Кураминский МК), в абсолютном летоисчислении с $410 \pm 8 : 312 \pm 5$ млн. лет. Общая мощность продуктивных толщ порядка 3500 м (И.М.Голованов, 2003).

Нижняя катрангинская свита (D_{1-2}), андезибазальт-трахиандезитовая формация не вмещает промышленных рудных месторождений. На уровне калканатинской свиты (D_{1-2} , риодацитовая формация) в контактовой зоне риолитов со штоками кварцевых монцонит-порфиров располагаются штокверковые рудные тела субпластовой формы средних по масштабу промышленных месторождений медно-порфирового типа с молибденом и золотом (Сарычеку, Кызата). Они отличаются более высокими содержаниями меди и молибдена и более низкими золота и серебра, чем объекты Алмалыкского рудного поля, залегающие выше по разрезу.

Наиболее продуктивны на медь, золото, свинец-цинк интрузивные породы коллизионной монцодиорит-сиенитовой формации (алмалыкский комплекс, C_1) в контактовой зоне прорывающих их штоков монцонит-порфировой формации (гушсай-куондинский комплекс, C_3-P_1). Продуктивные интрузивы прорывают и ассимилируют карбонатные породы (доломиты и известняки), формировавшиеся в шельфовой обстановке кызырбулакской (D_2, zv) и каратагатинской ($D_3, f-fm$) свит.

На уровне нижней части карбонатного МК в контактовой зоне монцо-диоритов с порфировыми штоками размещены гигантские золото-медно-порфировые месторождения Алмалыкского рудного поля (Кальмакыр и Дальнее). Геологическая позиция штокверковых рудных тел определяется развитием зон дробления и трещиноватости в блоках, образованных парными субширотными и диагональными северо-западными разломами. Наиболее богатые руды возникают при пересечении разломов с экзо- и эндоконтактовыми зонами порфировых штоков. Околорудные породы – пропилиты, серицитовые кварциты, березиты.

Магнезиально-скарновые свинцово-цинковые месторождения (Кургашикан, Накпай и др.) образовались на контакте монцодиоритов C_1 с доломитами D_2, zv в близком соседстве с медно-порфировыми. Выше в переходном разрезе от кремнисто-карбонатных пород к вулканитам C_{1-2} размещены стратиформные свинцово-цинковые объекты типа Кульчулака.

Самый верхний уровень Нуратау-Кураминского карбонатного МК занимают проявившиеся в интрузивных породах в заключительный этап развития широкомащтабной медно-свинцово-цинково-золотой рудно-магматической системы золото-сульфидно-кварцевые месторождения минерализованных зон и жильного типа (Сартабуткан, Актурпак).

В Учкулачском рудном районе крупное свинцово-цинковое стратиформное месторождение Учкулач охватывает останцовые гряды гор Писталитау, Ханбандытау, Егербелитау и Балыклытау. Учкулачское рудное поле ограничено с севера Айдарским, а с юга Северо-Нуратинским разломами и представляет горст-антиклинальную структуру субширотного простирания с крутым северным и пологим южным крылом.

Стратифицированные пласто- и линзообразные рудные тела свинцово-цинковых руд с баритом в нижних и пиритом в верхних частях рудных тел залегают в основном в доломитах и туфоалевролитах D_{2gv} , подстилаемых трахириолитами и риодацитами D_{1-2} . В приконтактной части вулканогенных и карбонатных пород девона, размещаются месторождения железа (Темиркан).

Далее вверх по разрезу (Алмалыкский рудный район) коксайская (C_{1t+v} , кремнисто-карбонатная), уинская (C_{1s} , калиевых базальтов-трахитов), минбулакская (C_{2b} , трахибазальт, трахиандезит, трахириолитовая) свиты не содержат промышленного оруденения. И лишь в болгалинской свите (C_{2m} , трахиандезиты) проявляются средние по масштабу месторождения типа золото-сульфидно-кварцевого жильного типа (Каульды, Южный II).

Восточную часть Бельтау-Кураминского металлогенического пояса занимает Ангренский рудный район, расположенный вверх по течению р. Ангрен на левом и правом бортах ее долины. Он сформировался в геодинамической обстановке активной континентальной окраины с наложенным на Сандалашский аккреционный МК надсубдукционным (Кураминским) и внутриплитным (Чаткало-Кураминским) вулканоплутоническими комплексами и примечателен широким разнообразием геолого-промышленных типов месторождений золота, лития, свинца-цинка, серебра, урана (рис. 32).

Продуктивная на этот комплекс рудного и нерудного сырья колонка охватывает возрастной интервал C_{2m-P_1ag} , в абсолютном летоисчислении с $312 \pm 5 : 280 \pm 5$ млн. лет. Общая мощность продуктивных толщ порядка 5500 м. Район сложен исключительно вулканогенными породами в основном среднего и кислого, реже, основного состава, со щелочным уклоном. Характерен широким развитием разнообразных вулканотектонических структур, влияющих на размещения промышленного оруденения.

В самом нижнем уровне колонки болгалинской (андезиты) и акчинской (трахиандезиты) свит, возраст C_{2m} , размещены крупные золото-сульфидно-кварцевые месторождения трубчато-жильного (Кочбулак), и жильного (Кызылалмасай) типа, а также среднего масштаба (Кайрагач), локализованные в структурах вулканотектонических кальдер и грабенов и сопровождаемые пропилитовыми, вторично-кварцевыми и аргиллизитовыми изменениями. Более высокий уровень занимают средние по масштабу месторождения алунита (Гушсай, Аксаката).

В Кураминском МК, на контакте надакской свиты (C_{3k} , андезитовая формация) с интрузивной гранодиорит-порфировой формацией (кююдинский комплекс, C_{3-P_1}) в зонах сопряжения разломов глубокого заложения с вулканоструктурами типа прогибов и куполов локализованы месторождения золото-серебро-кварцадулярового типа (Пирмираб, Гузаксай и др.).

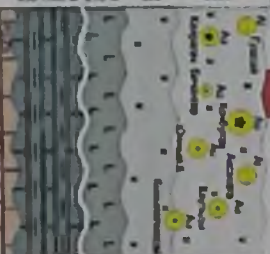
Разношершавое геологическое строение, структурно-тектоническая колонка		Возраст, млн лет		Литолого-стратиграфическая колонка с тектоническими нагрузками	Рассуждения о типе тектонической обстановки, о геологическом строении, о тектонических нагрузках
Положение тектонической обстановки	Сорта, сорта, ассоциации	Геологическое строение	Возраст, млн лет		
Частично-Кавказский архипелаг, вулканоплутонический массив Р	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	190-200		Вулканогенная (190-200) вулкан, базальты и андезиты Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты
	Шурабская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	20-600		
	Осетинская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	190-210		
	Нижеская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1300		
	Армянская, базальтовая	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	2250		
Средне-Тибет-Шанский пояс С, С ₁	Монгольская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	530		Средне-Тибет-Шанский пояс (С, С₁) Средне-Тибет-Шанский пояс (С, С₁) Средне-Тибет-Шанский пояс (С, С₁) Средне-Тибет-Шанский пояс (С, С₁) Средне-Тибет-Шанский пояс (С, С₁)
	Восточная	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	100		
	Кавказская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
Неактивный вулканоплутонический массив (Шань)	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		Неактивный вулканоплутонический массив (Шань) Неактивный вулканоплутонический массив (Шань) Неактивный вулканоплутонический массив (Шань) Неактивный вулканоплутонический массив (Шань) Неактивный вулканоплутонический массив (Шань)
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
Читинский пояс S, D ₁	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		Читинский пояс (S, D₁) Читинский пояс (S, D₁) Читинский пояс (S, D₁) Читинский пояс (S, D₁) Читинский пояс (S, D₁)
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		
	Кавказо-кубанская	Триасовый (190-200) вулкан, базальты и андезиты	1000		

Рис. 32. Бельтау-Кураминский ВП. Литолого-стратиграфическая колонка с геологической и метаморфической нагрузкой.

По современным данным, именно на этом уровне заканчивается распространение промышленных месторождений золота в восточной части Бельтау-Кураминского металлогенического пояса.

Чаткало-Кураминский (постколлизийный) МК. В трахириолитах оясайской свиты (P_1) в связи с субвулканическими породами Кызылнуринского комплекса P в кальдере, рассеченной разломами, находится крупное литиевое пластовое месторождение Шавазсай, рудные тела которого с литием, цезием и рубидием сопровождаются полилитиевыми метасоматитами. Вулканоструктуры типа кальдер в этих же породах с экструзивными куполами (серебро-полиметаллическое среднее месторождение Лашкерек) или же рассеченные разломами (флюоритовые объекты среднего масштаба Агата-Чибаргата и мелкое Наугискен; а также мелкий алунитовый – Акташ) весьма характерны для оясайского ЛДК.

В трахибазальтах и трахиандезитах шурабсайской свиты (P_1s) в связи с многофазной монцитонитойдной формацией (бабайобский комплекс $P_1-?$), проявившейся в краевой части кальдеры, рассеченной разломом, в амфиболизированных, биотитизированных и пропилитизированных габбро проявились сереброносные кварц-карбонат-арсенидные жилы пятиэлементного типа (крупное месторождение Актепе). Здесь, кроме серебра, руды содержат также уран, кобальт, никель, сурьму и мышьяк.

В самой верхней части описываемой колонки в трахириолитовой кызылнуринской свите P_{1a} размещены урановые месторождения вулканогенного аргиллизит-калишлатового типа. В кальдерах с экструзивными куполами, в тектонических швах контактовых зон различных пород куполов в связи с гранит-граносиенит-порфировой формацией (кызылнуринский субвулканический комплекс $P_{1,2}$) нашли свое место крупное месторождение урана Алатаньга и среднее месторождение Чаули. А с аляскитовой формацией (чаркасарский тип P_2) в сходной обстановке связано месторождение Чаркасар. Для всех них характерны гематитизация, березитизация, альбитизация.

В Чаткальской части рассматриваемого пояса, по данным А.П.Титовой, Я.С.Левина и др. (1989), с девонским этапом связано образование непромышленного свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа, локализованного в рудной зоне субширотного простираения в южной части зоны, вдоль Чаткальского разлома глубокого заложения. За пределами Узбекистана, в Киргизии, здесь располагается эксплуатируемое месторождение Сумсар, а также уникальные и крупные месторождения Большого Каратау в Казахстане (Миргалимсай, Ачисай, Шалкия и др.).

Начиная с башкирского века, происходило внедрение огромных гранитоидных масс и формирование многочисленных рудопроявлений железа, меди, свинца, цинка, висмута. Из перечисленных металлов только висмут достигает промышленных концентраций (Устарасай). С поздними лейкократовыми гранитами связано оловянное, вольфрамовое, редкометалльное, флюоритовое непромышленное оруденение. В размещении оруденения определяющая роль принадлежит узловым и каркасно-узловым тенденциям – Устарасайский, Ихначский, Ойгаингский, Кошмансайский рудные узлы. Линейность проявляется только в размещении свинцово-цинкового оруденения. Среднекарбонатная вулканоплутоническая ассоциация примечательна лишь наличием мелких объектов редких металлов, железа, полиметаллов и золота в основном скарнового, реже, грейзенового типа.

Бельтау-Кураминский металлогенический пояс. Приурочен к вулканоплутоническому поясу на активной окраине Киргизско-Казахстанского микроконтинента, примечателен крупнейшими золото-медно-порфировыми месторождениями Кальмакыр и

Дальнее в Алмалыкском районе. Эти объекты расположены на уровне нижней части шельфовых карбонатных пород $D_{2,3}$, прорванных монцодиорит-сиенитами C_1 , в контактовой зоне штоков кварцевых монцонит-порфиров C_3-P_1 . В вышележащих породах (коксайская, уинская, минбулакская свиты) не обнаружены промышленные объекты. И лишь в акчинской свите имеются крупные золото-сульфидно-кварцевые месторождения (Кочбулак и др.). В Ангренском районе, приуроченное к вулканоструктурам (кальдеры и грабены), пестрое по составу промышленное оруденение в виде крупных и средних месторождений (снизу вверх) золота, алунита, лития, свинца-цинка, флюорита, серебра, урана находится в широком возрастном интервале пород C_2m-P_1 в болгалинской, надакской, оясайской, шурабсайской и кызылнуринской свитах.

В пределах провинции проявлены более поздние низкотемпературные уран-молибденовые и флюоритовые месторождения Табшар, Алатаньга, Каттасай, Чаули и др. Геодинамическая обстановка — постколлизийный орогенез и рифтогенез. Возраст урановых и флюоритовых месторождений поздняя пермь-ранний триас.

Нарынская МО. Здесь найдено второе по значимости месторождение золота в Киргизии Макмал. Оруденение (Au-As-Sb-Bi) локализовано в скарнах, на контакте гранитной интрузии с вмещающими известняками. Главные рудные минералы: золото, пирит, пирротин, реже, арсенопирит, галенит и др. Запасы золота на месторождении 54,5 т, среднее содержание 5,5 г/т.

Ферганская МО. На территории Таджикистана выделяются три горно-рудных района. На севере Касан-Сумсарский РР, на западном окончании Кураминского хребта представительный по своим месторождениям полиметаллов с золото-кварц-сульфидными объектами Карамазарский РР.

Карамазарский РР (Кураминский сегмент ВПП). Основные разведанные запасы сереборудных руд сосредоточены в Алтынтюпканском и Центральном-Карамазарском рудных районах, где разведано крупнейшее серебропорфировое месторождение — Большой Канимансур, имеющее около 90% разведанных запасов серебра в республике.

Из 20 изученных на территории республики месторождений и проявлений свинца и цинка 19 свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений расположены в пределах горно-рудного района Карамазар и лишь месторождение Мирхант находится в Центральном Таджикистане вблизи Тарорского золоторудного месторождения. В настоящее время совокупный объем балансовых запасов по 16 месторождениям Таджикистана составляет более 8 млн. т свинца и почти столько же цинка.

Несколько мелких месторождений рудного золота (Апрелевка, Бургунда, Иккижелон и др.) выявлены и изучены в пределах Карамазарского рудного поля. Промышленная добыча из собственно золоторудных месторождений осуществлялась в небольшом масштабе на базе Карамазарских мелких золоторудных месторождений (Школьное, Бургунда, Апрелевка и др.) с общими запасами около 20 т серебряно-полиметаллических руд (месторождения рудного поля Канимансур).

Запасы висмута заключены в медно-висмутовых, магнетито-висмутовых, золотосульфидных, полиметаллических и свинцово-цинковых месторождениях Карамазарского горно-рудного района, расположенных на севере республики.

Недалеко от г. Ходжент разведано железо-висмутовое месторождение Чокадамбулак, запасы магнетитовых руд более 100 млн. т при среднем содержании железа в рудах до 40%. Месторождение характеризуется общностью состава руд, условиями залегания и относится к контактово-метасоматическому скарновому типу. Рудные тела сложены магнетитом, образующим почти мономинеральные тела или

интенсивную вкрапленность в скарнах, вмещающих рудные тела. Ценность месторождения значительно повышается в связи с наличием в рудах некоторых участков промышленных количеств висмута, золота, серебра и некоторых других элементов.

На территории Кыргызстана в Касан-Сумсарском РР найдены шесть средних месторождений сурьмы (Кассан, Абшир, Савоярды, Чаарат, Шаркратма, Нурлау – более 1 тыс. т сурьмы). Среди скарново-золото-медных наиболее крупным является месторождение Куру-Тегерек (1,02 млн. т меди с содержанием 0,6%). Кроме того, известны два месторождения железа: Гава и Надир. Скарново-магнетитовое месторождение Гава заключает в себе 2,6 млн. т руды с содержанием железа 38,8%. Кремнисто-магнетит-гематитовое оруденение месторождения Надир приурочено к контактам габбро-гипербазитовой интрузии. Запасы руды 18 млн. т со средним содержанием железа 41%. В области отработаны ураново-угольные залежи (Майлисай, Каттасай и др.).

Южно-Тяньшаньский минерагенический пояс (провинция) (ЮТ)

Выделен в пределах одноименного складчатого надвигового пояса, имеющего покровное строение. Пояс делится на 5 минерагенических областей: на западе Султанувайский РР, Кызылкумскую (Букантауский РР и Тамдытауский РР), Нурата-Алайскую.

В составе Южно-Тяньшаньского МП восемь минерагенических комплексов: Букантау-Карачатырский, Туркестано-Алайский, Кызылкумо-Туркестанский, два типа Кызылкумо-Нуратинского (вулканогенный и метатерригенный), Южно-Тяньшаньский коллизионных гранитоидов, а также Западно-Узбекистанский постколлизионных гранитоидов.

Букантау-Карачатырский минерагенический комплекс. Почти вся область развития этого комплекса перекрыта мезозой-кайнозойским осадочным чехлом. Исключение составляет лишь ее западная часть – Северо-Букантауская. С позиций минерагении данная зона изучена довольно слабо. Промышленных месторождений на ее площади не установлено.

В геологическом строении площади участвуют терригенно-карбонатные, терригенные, вулканогенно-осадочные, молассоидные породы палеозойского возраста. Морские осадки меловой и палеогеновой систем залегают в виде покрова в предгорных равнинах.

На площади выявлено медно-молибденовое прожилково-вкрапленное рудопроявление Оразалы, приуроченное к минерализованной зоне (длина 5 км, ширина 150-600 м) с развитием гнездово-вкрапленного халькопирит-молибденитового оруденения со средним содержанием молибдена 0,061%, меди 0,1%. Общие ресурсы молибдена в минерализованной зоне участка Оразалы оцениваются в 200 тыс. т, рения в 73 т.

Туркестано-Алайский минерагенический комплекс выделен в объеме аккреционных офиолитовых и островодужных образований, маркирующих границу Срединного и Южного Тянь-Шаня. Комплекс развит на северных склонах Мальгузара, Северной Нураты, Северного Букантау, а также в Северном Тамдытау. Рассматриваемый МК находится в аллохтонном положении на Зеравшано-Туркестанском карбонатном пассивно-окраинном комплексе. Доказанный возраст формирования от кембрия до раннего карбона. В начале кембрия континентальный рифтогенез трансформировался в океанский полиспрединговый бассейн (Туркестанский палеоокеан) типа Срединно-Атлантического хребта. Океаническая кора периодически субдуцировала в двух направлениях (под Казахстанский и Афгано-Таджикский континенты). Южная субдукция породила серию энсиматических вулканических дуг

(кушкумбайская S_1 , шавазская, сангрунтауская, тубабергенская свиты D_3-C_1), которые также находятся в составе рассматриваемого МК.

В северо-западном окончании Букантауского горного массива наиболее интересным и перспективным типом оруденения является цинково-медно-колчеданное о золотом, сформировавшееся в тесной связи с базальтами толеитового типа, пре-вращенными в глаукофановые сланцы (кумбулакская свита).

Альпинотипные гипербазиты (букантауский плагиогранит – габбро-перидотитовый комплекс) сопровождаются небольшими проявлениями хромитов. В связи с бо-калинским тоналит-трондьемитовым комплексом C_3 сформировались проявления меди, золота, молибдена, полиметаллов и др.

На площади выявлены золотосодержащие цинк-медно-колчеданное месторож-дение Карамурун, медно-колчеданное проявление Древнее, золоторудное проявле-ние Северный Карабулак, Тубабергенское проявление бокситов и бокситоподобных пород, а также большое количество рудных точек золота, меди, цинка, молибдена, вольфрама, серебра, свинца.

На месторождении Карамурун руды по составу цинково-медные с постоянной примесью золота. Кроме месторождения Карамурун, выделены 5 прогнозных участ-ков, ресурсы которых оценены для меди и золота.

На площади известен собственно золоторудный объект Северный Карабулак с 9 минерализованными зонами (золоторудное и медно-колчеданное оруденение).

В Южно-Букантауской части к этому МК отнесены вулканогенные образования в составе карашахской меланжированной толщи, к которой приурочено Кокпатас-ское рудное поле, состоящее из двух десятков сближенных рудных тел золото-суль-фидного (мышьякового) типа. Крутопадающие пологие пласто- и линзообразные залежи находятся в углеродистых песчаниках, алевролитах и сланцах, прорванных многочисленными дайками нижнепермского саутбайского габбро-сиенит-граносие-нитового комплекса.

Зеравшано-Туркестанский металлогенический комплекс выделен в объеме карбонатной и флиш-олистостромовой формаций девона-среднего карбона. Этот комплекс беден рудными полезными ископаемыми. Здесь можно упомянуть о не-значительных залежах бокситов на границе нижнего и среднего карбона.

Кызылкум-Туркестанский металлогенический комплекс выделен в объеме ор-довик-силурийского аккреционного вулканогенно-терригенного комплекса. Именно в этом минерагеническом комплексе расположены объекты, составляющие основ-ное всемирно известное богатство Центральных Кызылкумов – месторождения зо-лота, среди которых уникальное по запасам месторождение Мурунтау.

Разнообразен спектр геолого-промышленных типов золотого оруденения: зо-лото-кварцевый штокверковый (Мурунтау), золото-сульфидный прожилково-вкра-пленный (Амантайтау), золото-серебряный (Высоковольтное).

Больше всего в Кызылкумской МО объектов золото-кварцевого штокверкового типа: Мурунтау – уникальное, Мютенбай – крупное, Бесапантау и Триада – сред-ние, также десяток мелких месторождений. Кроме того, здесь имеется крупное золото-сульфидно-вкрапленное месторождение Даугызтау и средние золото-се-ребряные – Высоковольтное и Косманачи, кроме того, месторождения золото-сульфидно-вкрапленного (золото-колчеданного) типа (примером является круп-ное месторождение Амантайтау).

Далее к востоку в Южном Нуратау расположена линейно вытянутая группа зо-лоторудных месторождений Карамечеть-Алтынказганской рудной зоны (с запада на

восток: Джизлан, Каракудук, Биран II и I, Сармич, Араб, Алтынказган). Эта рудная зона расположена в Центральной части гор Каратау на южном крыле антиклинальной складки, в надинтрузивной зоне не вскрытого эрозией гранитоидного плутона, на пересечении субширотного отрезка этой зоны смятия с секущими разломами северо-восточного простиранья.

Кварц-золото-сульфидные (с мышьяком) месторождения золота средние по масштабу. Рудные тела Сармича двух мофрологических типов: линейные крутопадающие прожилковые зоны и стержневые кварцевые жилы. Околорудные изменения: березиты и аргиллизиты. Предрудная стадия — кварц-альбит-хлоритовая с шеелитом, далее золото-пирит-арсенопиритовая и, наконец, кварц-полисульфидно-золото-серебряная. Вертикальный размах оруденения небольшой — 250-300 м.

Далее к востоку в Северной Нуратау расположено Чармитанское рудное поле с крупными золото-кварцевыми месторождениями Чармитан и Гужумсай. Рудовмещающими породами на месторождении Чармитан являются вулканогенно-терригенные породы джазбулакской свиты S_1 и граносиениты Кошрабадского многофазного плутона P_1m на Южном крыле Северо-Нуратинского антиклинория.

Джазбулакская свита мощностью 110 м сложена глинистыми сланцами, алевролитами, туфопесчаниками и межпластовыми силлообразными телами диабазовых порфириров и габбро-диабазов. На контакте с Кошрабадским интрузивом превращены в рогики биотит-полевошпатового состава. Интрузив сложен биотит-амфиболовыми граносиенитами, реже, трахитоидными амфиболовыми разностями. Возраст его 306 ± 4 млн. лет, по Rb-Sr изохронному методу.

Структурный контроль оруденения определяется пересечением Караул-Чармитанской зоны разломов субширотного простиранья с запад-северо-западными сколовыми разломами, с крутыми северными падениями, которые являются рудовмещающими. Промышленные рудные тела по морфологии подразделяются на жильные (резко преобладают), линейные штокверки и минерализованные залежи. Околорудные изменения — полевошпат-кварцевые, березитовые, реже, аргиллизитовые. Руды убого- и малосульфидные относятся к золото-кварцевому типу, основные минералы жил — кварц, полевой шпат, кальцит; редкие — пирит, арсенопирит, шеелит, золото.

Самое крайнее восточное положение Кызылкум-Туркестанского МК занимает Марджанбулакское рудное поле в восточном продолжении Южно-Нуратинских гор. Геолого-структурная позиция Марджанбулакского рудного поля определяется приуроченностью к зоне Каракатау-Марджанбулакского глубинного разлома S_{33} простиранья. Марджанбулак — среднее по масштабам месторождение золото-сульфидно-кварцевого типа, приурочено к южной стволовой ветви разлома в крыле синклинальной складки, разбитой серией сложноветвящихся, крутопадающих зон разрывов, сопровождающихся интенсивным дроблением.

Площадь Марджанбулакского месторождения сложена одноименной терригенно-сланцевой свитой среднего-верхнего ордовика мощностью до 600 м. Она состоит из алевролитов, песчаников, сланцев различного состава, гравелитов и конгломератов. Породы рассечены дайками северо-западного простиранья, диабазовыми порфиритами и щелочными базальтоидами мальгузарского диабаз-диорит-гранитоидного комплекса S_4 .

Рудоконтролирующая структура выражена серией субширотных крутопадающих разломов и сложена углеродистыми милонитами и катаклазитами. Морфология рудных тел: 1) столбообразные и грибообразные штокверковые тела, 2) кру-

(Капкалы, Каракутан, Бешкудук и др.) тяготеют к измененным диабазам. Геолого-промышленный тип месторождений золото-сульфидно-кварцевый. По морфологии, это небольшие жилы и минерализованные зоны дробления.

Подводя итог изложенному, отметим, что с Южно-Тяньшаньским металлогеническим поясом связаны, главным образом, золоторудные и серебро-золоторудные месторождения, месторождения урана и железа. Букантауский РР имеет отчетливую золото-вольфрамовую специализацию. Тамдытауский и Нуратинский рудные районы широко известны во всем мире своими золотыми, а также урановыми месторождениями, с небольшой долей минерализации золото-серебряного и вольфрамового профиля.

Юго-Западно-Тяньшаньская минерагеническая провинция (ЮЗТ)

Провинция содержит металлогенические комплексы, сформированные в активные и пассивные этапы эволюции северной окраины Афгано-Таджикского континента. На севере она по Зеравшанскому глубинному разлому соприкасается с Южно-Тяньшаньской провинцией. На западном фланге она перекрыта платформенным чехлом Каракумской впадины. На востоке на территории Китая ее продолжают провинция Западный Кунлунь. Южная часть провинции находится в Афганистане.

Консолидация данной провинции связывается в основном с поздне-герцинским (индосинийским) тектогенезом (P_2-T). Провинция расчленяется структурами более молодой позднемезозой-кайнозойской (J_3-E) Гаурдак-Термез-Таджикской провинции. Главные полезные ископаемые – Cu, W, Sn, Au.

Провинция разделена на Зеравшано-Алайскую и Южно-Гиссарскую минерагенические области и представлена двумя МК: Зеравшано-Алайским, Южно-Гиссарским, в котором отдельно выделен Султанувайсский РР. Для этой провинции наиболее существенным является скарново-редкометалльное оруденение, приуроченное к массивам коллизионного гранитоидного пояса (Ингичке, W). Рифтогенная обстановка на окраине Таджикского микроконтинента оказалась наиболее благоприятной для формирования крупных месторождений свинца и цинка (Хандиза).

Зеравшано-Алайский металлогенический комплекс, прежде всего, характеризуют вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения, в числе которых крупный объект – Ингичке. Есть определенные перспективы тантал-ниобиевой минерализации. Здесь известны также мелкие непромышленные месторождения олова (Семизкудук, Лапас, Карнаб), повсеместно встречаются рудопроявления ртути и сурьмы. В последнее десятилетие привлекла внимание золоторудная специализация зоны, но не как ранее в западной части, а в восточной (Зирабулак-Зиаэтдин, Чакыл-Калян-Каратюбе).

К коллизионным магматическим образованиям Зеравшано-Алайского комплекса приурочены вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения. Есть определенные перспективы у тантал-ниобиевой минерализации. Повсеместно встречаются рудопроявления ртути и сурьмы.

Ниже внимание будет уделено в основном вольфрамовым, менее, тантало-ниобиевым и золотым месторождениям.

Скарновым типом (Ушаков, 2001) представлены основные шеелитоносные залежи месторождений Ингичке, Койташ, Лянгар, Яхтон, приуроченные к контактам и ближайшим экзоконтактам (до 50-100 м) интрузивов гранодиорит-адамеллитовой формации C_3-P_1 . Морфологически это «донные» пластовые залежи в контакте гра-

нитридов и известняков (Ингичке), межпластовые тела в терригенно-карбонатных породах (Койташ), реже, штокверковые зоны в интенсивно трещиноватых доломитовых известняках (Яхтон, Тым). При сочетании указанных морфотипов формируются мощные комбинированные залежи (Койташ, Лянгар).

Главные шеелитсодержащие ассоциации: кварц+амфибол по скарнам пироксенового, пироксен-гранатового и гранат-везувиянового состава и кварц+альбит+амфибол по окопоскарновым пироксен-плагиоклазовым породам. Ведущая геохимическая ассоциация: медь, молибден, олово, висмут. Узбекская скарново-шеелитовая провинция является эталонным мировым стандартом.

Формирование скарново-шеелитового типа месторождений обусловлено, по В.Н.Ушакову (2001), следующим. Скарновый процесс происходил при большой пластичности карбонатных пород с образованием в приконтактной зоне остывающего интрузива отслоений и трещин слоевой контракции. Формирование скарновых тел при этом жестко подчинялось движению растворов (ориентировке рудораспределяющей системы). Фактор приоткрывания скарнолокализирующих граней при сдвигах с образованием участков с застойными условиями гидротермального режима был главенствующим.

Рудный процесс реализовывался при более низких температурах на фоне роста хрупких деформаций в мраморах и развития трещин радиальной контракции в гранитоидах. При активизации субдолготных северо-восточных сдвигов происходило дробление скарнов, формирование экзокинетической системы трещин в гранитах. Вольфрамовое оруденение в скарнах в значительной мере определялось направлением рудоконцентрирующих структур. Наряду с фактором приоткрывания полных граней значение приобретала субвертикальная трещиноватость, способствующая локальному снижению давления.

По данным Ю.Б.Ежкова и В.К.Панасюченко (2008), в гранитных пегматитах редкометалльный геолого-промышленный тип с танталом, ниобием, литием, оловом, бериллием (Тарагайская площадь – месторождения Баянкара, Мангит, Сулатсай) проявляется в виде пегматитов. Минеральный состав их сложный, выделяются два основных типа по вещественному составу: альбит-микроклин-сподумент-амблигонит-берилл-касситеритовый и альбит-микроклин-хризоберилловый.

Пегматиты представляют плитообразные, жильные и четковидные тела слабо-, средне- и полнодифференцированные в гранитных интрузивах C_3-P_1 и их ближайших экзоконтактах. Содержание наиболее важных металлов пятиокиси тантала и ниобия колеблется в пегматитах (%) от 0,016-0,018 и 0,014-0,016 соответственно. Рентабельность обработки объектов может быть достигнута только при комплексном извлечении всех полезных компонентов руд, т. е. кварца, слюды, полевых шпатов, тантала, ниобия, лития, олова и бериллия. Прогнозные ресурсы Тарагайской площади оцениваются в 120 т пятиокиси тантала по категории P_1 и в 10 раз больше по категории P_2 .

Наиболее перспективен именно редкометалльно-гранито-пегматитовый тип. Тантало-ниобиево-апогранитовый с комплексом редких элементов, щелочно-гранитовый и карбонатитовый типы в ультрабазитах, по-видимому, менее перспективны. Единственное месторождение на балансе Узбекистана – Наука.

Что касается золотоносности Зирабулак-Зиязтдинских и Каратюбинских гор, то проводимые ныне работы могут повысить перспективы этого региона.

На востоке Зеравшано-Алайского МК в южном обрамлении Ферганской долины на территории Киргизии находится Хайдаркан-Туямуянский РР. В этом районе со-

средоточен основной сырьевой потенциал провинции по ртути и сурьме. Два месторождения относятся к крупным (Кадамжай, Хайдаркан — более 100 тыс. т сурьмы), запасы ртути составляют 79,2 тыс. т металла, в т. ч. на месторождении Хайдаркан более 20 тыс. т. Запасы сурьмы превышают 300 тыс. т металла. Здесь же находятся первые советские урановые месторождения Туямуюнского рудного узла, средние месторождения Цзардобука (Hg), Чаувай (Hg), Кара-Арча (Hg, Sb, As) и др.

Среди сурьмяно-ртутных месторождений основное значение имеют киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация (Хайдаркан, Кадамжай и др.) и преимущественно ртутная формация — метациннабарит-киноварная листвениковая.

Типичный пример джаспероидного типа — одно из крупнейших в мире ртутных месторождений Хайдарканское. Располагается в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса Средней Азии, который контролируется зоной Северо-Катранского регионального разлома субширотного простирания, прослеживающегося на сотни километров вдоль южной окраины Ферганской котловины и подножия Алайского и Туркестанского хребтов. Принадлежность этой зоны разломов к категории глубинных подтверждается наличием в ее составе офиолитового пояса с массивами гипербазитов. Размещение месторождений контролируется разломами второго порядка на некотором расстоянии от региональных разломов и складчатыми структурами; рудные тела локализируются в сводах антиклиналей среди известняков под толщей сланцев. Для минерального состава руд, кроме киновари, характерны антимонит и флюорит. Дорудные метасоматиты представлены джаспероидами, интенсивно метасоматическими кремненными образованиями по известнякам и глинистым сланцам.

По структурному типу месторождения относятся к пластовым поднадвиговым, локализируются под экранирующими поверхностями надвигов и сланцевыми толщами.

Основная часть промышленных ртутных и сурьмяно-ртутных руд приурочена к джаспероидным брекчиям. Джаспероидные брекчии образуют крупные пластообразные залежи в зонах отслоения и дробления в сводовых частях складок, осложненных разломами и межпластовыми подвижками, а также штокеркообразные залежи и секущие тела в трещинных зонах вдоль крутопадающих разломов. Формы рудных тел многообразны: субпластовые залежи, линзы, грибо-, столбо- и гнездообразные тела неправильной формы. Установлена многоярусность оруденения. Кроме джаспероидов, на контактах с вышележащими сланцами оруденение локализуется также в нижележащих известняках и, в меньшей мере, в экранирующих сланцах.

Образование джаспероидов и флюорита относят к позднегерцинскому времени (280-260 млн. лет, по K-Ar методу), а возраст основного сурьмяно-ртутного оруденения определяется как неогеновый (Степанов, 1975).

К джаспероидному типу в Южном Тянь-Шане относятся, кроме Хайдарканского, ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут и сурьмяное Кадамжай.

Майхуринский РР находится в центральной части Таджикистана. Район включает месторождения Sb, Au, As, Bi, Hg. Среди них крупное Джижикрут (Sb, Hg) и среднее Майхура. Месторождение Майхура расположено на южном склоне Гиссарского хребта в 80 км от г. Душанбе, а Джилау — на южном склоне Зеравшанского хребта. В последнее время особое внимание привлекает золотоносность Южно-Гиссарской минерагенической зоны. Ведутся поисково-оценочные работы на золоторудном месторождении Зармас, которое является перспективным.

Южно-Гиссарская минерагеническая область находится на обнаженной части рассматриваемой провинции, сложена Южно-Гиссарским минерагеническим ком-

плексом и состоит из двух подзон: северной — Байсунской и южной — Кугитангской. По данным А.П.Титовой, Байсунская подзона характеризуется активным вулканизмом ранне-среднекаменноугольного времени, который сопровождался формированием колчеданно-полиметаллического оруденения (Хандиза, Чакчар, Южный Карасан и др.). В размещении оруденения ведущая роль принадлежит кольцевым вулканотектоническим постройкам раннекаменноугольного возраста. Имеются признаки золотой минерализации, которая локализуется не только в палеозойских, но и в верхнетриасовых отложениях (Янгоклык).

Южно-Гиссарский минерагенический комплекс насыщен вулканогенными и интрузивными образованиями. Это осевая зона вулканоплутонического пояса среднекаменноугольно-пермского возраста. По данным А.П.Титовой и В.П.Коржаева, металлогенический облик зоны определяют объекты флюорита, редких металлов, в меньшей степени — цветных металлов. Наиболее перспективным проявлением является Кульдара с медно-цинково-колчеданным оруденением среди метавулканитов базальт-риопитового состава. Металлогенический профиль зоны халькофильно-литофильный.

В составе провинции выделены Хандизинский РР с крупным полиметаллическим месторождением Хандиза. На территории Таджикистана на южном склоне Гиссарского хребта в 100 км от г. Душанбе расположено мелкое месторождение золота Покруд. В геологическом строении месторождения участвуют зеленые серицит-хлорит-кварцевые сланцы верхнего ордовика. Сланцы вблизи разрывных нарушений интенсивно альбитизированы, окварцованы и сульфидизированы. Рудные зоны прослежены скважинами на глубину до 540 м. Рудные минералы пирит и арсенопирит. Золото находится в основном, в свободном виде. Иногда связано с сульфидами.

Кугитангская подзона имеет существенно плутонический (гранитоидный) профиль развития в позднем палеозое. Ее металлогенический облик определяют непромышленные проявления флюорита, олова, свинца, цинка, ртути. Показательно, что часть свинцово-цинковой, ртутной, флюоритовой минерализации имеет мезозойский возраст. Установлено также золото в ассоциации с сульфидами в тонких кварцевых прожилках в базальных слоях юры.

В заключении рассмотрения Юго-Западно-Тяньшаньского металлогенического пояса отметим, что с рифтогенным Южно-Гиссарским минерагеническим поясом связано единственное промышленное в настоящее время колчеданно-полиметаллическое месторождение Хандиза.

Султанувайсский РР. Объединяет образования палеозойского вулканоплутонического пояса на окраине Устюртского микроконтинента и островодужные и офиолитовые комплексы Южного Тянь-Шаня. Граница проходит по зоне Урусайского разлома, представляющего меланжированное чередование тектонических чешуй, сложенных породами разного генезиса и возраста. На площади имеется свыше двух десятков рудопроявлений и мелких месторождений золота. В северной части площади выявлены ореолы золота, наиболее интенсивные из которых, тяготеющие к зонам лимонитизации и окварцевания пород, вскрыты горными выработками.

Кроме того, с ультраосновным интрузивом связано месторождение железа Тебинбулак, который представляет эрозионный останец с размерами в обнаженной части 2 × 4 км. Основными породными разностями являются габбро, габбро-диориты и более распространенные пироксениты, горнblendиты, переходные разности между которыми выделены в группу тебинитов (Баранов и др., 1972).

Постколлизионные минерагенические комплексы. К наложенным на герцинское коллизионное сооружение минерагеническим комплексам относятся Южно-Тяньшаньский комплекс щелочных базальтоидов, перспективный на алмазы, а также платформенный чехол, содержащий месторождения урана инфильтрационного типа.

Основные рудоконтролирующие структуры

Одним из важнейших критериев при геолого-промышленной типизации месторождений является морфология минерализованных тел, в зависимости от которой выбираются методики проведения разведочных работ и отработки. Эта составляющая в большей степени определяется рудоконтролирующими нарушениями или их сочетаниями, генетические типы которых закономерно меняются в ходе геодинамической эволюции территории. Смена деформационных структур от пологих, при субдукционных стадиях, на крутопадающие, при коллизионных, сопровождающаяся изменением динамических характеристик, позволяет провести геодинамическую типизацию месторождений (Исаходжаев, Миркамалов, 2013). Наиболее благоприятными позициями являются участки совмещения структур разных геодинамических типов и возрастов, где могут формироваться аномально высокие концентрации золота в виде уникальных месторождений.

В Срединном Тянь-Шане традиционно выделялось несколько доальпийских систем разломов. Различными исследователями отмечается тяготение рудных месторождений к зонам влияния этих разрывных систем крутопадающих разломов, при этом ведущая рудоконцентрирующая роль отводится узлам пересечения субмеридиональных, субширотных и северо-восточных нарушений. Кроме того, велика роль и пологих надвигов и трубчатых образований, заполненных эксплозивной брекчией, в локализации отдельных рудных тел.

Наиболее четко структурный контроль проявлен в складчато-надвиговом поясе Южного Тянь-Шаня, в котором хорошо представлено разнообразие складчатых и разрывных нарушений, формировавшихся аккреционными процессами субдукционного, коллизионного и постколлизионного этапов.

По кинематике и геодинамике формирования различаются зоны наволока шарьяжного типа и вязкие разрывы в теле покрова, а также зоны продольных северо-западных и поперечных северо-восточных левых сдвигов.

Зоны наволока шарьяжного типа представляют полого залегающие тектонизированные микститовые толщи в подошве аллохтонных комплексов, представленные блоками и пластинами разновозрастных пород, разделенных мощными зонами бластомилонитов.

● Каледонская косманачинская рудовмещающая толща (микстит пестрого бесапана) разделяет протерозойский и раннепалеозойский аккреционные комплексы. Самым ярким представителем рудных объектов, приуроченных к каледонскому шву, является уникальное мегаштокверковое золото-кварцевое месторождение Мурнтау и его саттелиты.

Золото-серебряное месторождение Косманачи также локализовано в косманачинском наволоке, на пересечении поздним крутопадающим разломом. Руда представляет кварцевые жилы и прожилки с вкрапленностью, гнездами и просечками пописульфидно-сульфосольных серебро-содержащих минералов. На месторождении разведаны 19 рудных тел.

● Герцинская зона Главного надвига (карашахская толща) расположена в подошве надвига кокпатасской свиты на карбонатную толщу девона-карбона. Герцинские надвиговые структуры контролируют золото-сульфидную вкрапленную и золото-сульфидно-кварцевую прожилково-жильную минерализацию многих месторождений. Главным представителем этого типа является месторождение Кокпатас. Золотопродуктивная минерализация месторождения Кокпатас размещается в зоне поднадвигового меланжа карашахской толщи. Рудные залежи – это пласто- и линзообразные тела с раздувами и пережимами как по простиранию, так и падению, разделенные прослоями и участками пустых пород и рассеченные многочисленными безрудными дайками. К этой же зоне приурочены месторождения Оюкетпесского и Балпантауского рудных полей.

● Герцинская микститовая катармайская толща заполняет сутуру, отделяющую Южный Тянь-Шань от Юго-Западного. К ней приурочены месторождения Бешкудук, Каракутан, Янги Давон, Тиллятаг и др. Рудная минерализация располагается как ниже швов главных наволоков (Балпантау), так и в самих швах (Мурунтауская группа месторождений) и выше швов (Кокпатас, Тамдыбулак, Ирлир, Северный Карабулак). Морфология минерализованных тел определяется их конформностью кливажу. Главными формами являются линзо-, корытообразные, наклонные залежи. Часто проявлена многоярусность оруденения. Зоны поперечных северо-восточных и восток-северо-восточных левых сдвигов представляют разрывные нарушения транс-прессивной природы и, скорее всего, могут рассматриваться как основной резерв для выявления месторождений золота в Западном Узбекистане. Можно выделить несколько продольных разломных зон, контролирующих размещение золотых месторождений (рис. 33, табл. 5).



Рис. 33. Размещение рудоконтролирующих структур Кызылкум-Нуратинского региона. Зоны поперечных левосдвиговых нарушений: 1 – месторождения и рудопроявления; зона надвига: 2 – кале-донская, 3 – герцинская; 4 – рудоконтролирующие разрывные нарушения коллизионного этапа (номер – см. табл. 5): 1 – Кокпатас-Джетымтауская, 2 – Ясвай-Аякудукская, 3 – Амантай-Аристантауская, 4 – Дау-гызтау-Шаукбайская, 5 – Ауминза-Колчиктауская, 6 – Кызылкесак-Болайбохинская, 7 – Кескенсай-Сен-тябская, 8 – Байрамская, 9 – Кансай-Заргарская, 10 – Караулхона-Зармитанская-Марджанбулакская, 11 – Бешбулак-Битабская, 12 – Карамечеть-Алтынказганская, Ембекская, 13 – Зиятдинская, 5 – выходы складчатого основания; 6 – государственная граница.

Рудные объекты, контролируемые зонами субширотных левосдвиговых нарушений

Номер п/п	Зона	Рудный объект
1	Кокпатас-Джетымтауская	Отдельные рудопоявления Кокпатаасского рудного поля, Турбай, зона минерализации Джетымтау II
2	Ясвай-Аяккудукская, Кансай-Заргарская	Ясвай, Ямбыскак, Аяккудук, Пистали, Кансай, Акбаль, Уразалы, Хаузбула
3	Амантай-Аристантауская	Амантайтау, Бешаши, Аристантау
4	Даугызтау-Шаукбайская, Караулхона-Марджанбулак	Даугызтау, Асаукак, Джасаул, Чармитан, Промежуточное, Гужумсай, Марджанбулак
5	Ауминза-Колчиктауская, Бешбулак-Битабская	Кумтош, Песчаное, Колчиктау, Маулян, Тусун, Алямды, Карачатал, Найманбулак, Даул
6	Кызылкысяк-Болайбохинская, Кескенсай-Сентябская, Байрамская	Намург, Кызылкысяк, Ходрот, Сентяб, Каттич, Маджерум и др.
7	Карамечет-Алтынказганская	Пиралинская, Биран, Сармич, Алтын-Казган и др.
8	Зиватдинская	Бешкудук, Каракутан, Янги Давон, Тиллятаг

Эти зоны четко трассируются по обнаженной части в виде вытянутых полос или отдельных фрагментов с серией близширотных разломов, часто со сдвиговыми нарушениями, сопровождаемых дайковыми поясами и проявлениями прожилково-жильной золото-сульфидно-кварцевой минерализации.

Поперечные северо-восточные разломы широко развиты в Западном Узбекистане, но, вероятно, значительная их часть относится к более поздним (внутриплитным) стадиям развития. К коллизионной стадии несомненно можно отнести разломную зону, проходящую через месторождение Даугыз. Она имеет мощность до 250-300 м и включает рудолокализирующие север-северо-восточные разломы и оперяющие северо-восточные нарушения. На глубине они сочленяются в единую зону, имеющую крутое (70-80°) юго-восточное падение. К подобному типу нарушений также можно отнести северо-восточные разломы на месторождении Мурунтау, проявлениях Сарыбатыр, Ясвай, а также на юго-западном окончании Тамдытау и юге Джетымтау.

Сравнение особенностей месторождений золота коллизионной стадии выявляет следующие общие черты строения. Это приуроченность к протяженным левым взбросо-сдвиговым зонам продольного и поперечного направлений. Руда представляет либо углеродистые милониты с тонкой сульфидной вкрапленностью (Даугыз, Колчик), либо брекчированные породы с метасоматически-прожилковым окварцеванием и сульфидной вкрапленностью (Аристан, Аджибугут), либо кварцевые жилы и прожилки с сульфидами (Зармитан) и, редко, сульфидные жилы (Амантай). Оруденение относится к прожилково-вкрапленной золото-сульфидной или метасоматически-прожилково-жильной золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Золото связано с сульфидами — пиритом и арсенопиритом и в незначительном количестве находится в свободном виде. Анализ размещения этой золотой минерализации показывает, что оруденелыми являются только звенья разломов, в случае наложения их на трассы палеофлюидопотоков, функционировавших на уровне корового астенослоя в коллизионную стадию, что согласуется с субдукционно-гидротермальной моделью рудообразования (Мухин, Савчук, 1988). Для увеличения рудного потенциала территории необходимо трассирование коллизионных продольных и поперечных разломных зон корового уровня, в т. ч. и на слабо перекрытых площадях, изучение их внутреннего строения и различных осложнений.

В то же время, когда мы говорим об этих разломах, необходимо помнить, что деформации локализуются в достаточно широкой полосе и речь идет не об одной трещине в земной коре, а о серии сближенных, порой кулисообразно расположенных нарушений. Вероятно, не все составляющие швы являются рудоносными и здесь важную роль имеет выявление оптимальных путей миграции гидротерм до уровня рудоотложения. Кроме того, деформации на простирании какой-либо разломной зоны могут реализовываться по-разному. В одних случаях это будут четко выраженные разломы, в других — серия непротяженных кулисообразных сдвигов, в-третьих — это системы узких пережатых складок. В связи с этим степень проницаемости для гидротерм во всех этих случаях разная и, вероятно, более благоприятен для размещения золотого оруденения первый случай. Из этого следует, что вероятно следует учитывать еще и степень развития (зрелости) рудоконтролирующих нарушений.

Общим для этих зон является большая ширина полосы нарушенных пород — до первых километров, с развитием серии сближенных разломов, либо субпараллельных, либо ветвящихся и кулисообразно расположенных. Падение зон крутое ($70-80^\circ$), в южном (антитетическое) или северном (синтетическое) направлении. Почти всегда зоны сопровождаются мелкими складками, фрагментарно зажатými между отдельными швами разломов. Ориентировка разломных зон от восток-юго-восточной до юго-восточной. Разломные зоны этого типа контролируют размещение золотого оруденения, которое локализуется как в самих швах разломов, так и в оперяющих нарушениях.

На перекрытых чехлом участках эти зоны трассируются с помощью дистанционных методов, при этом зоны, выделенные в Кызылкумском сегменте, очень хорошо коррелируют с зонами Нуратинского региона, что позволяет предполагать их общую природу. Выделение таких зон имеет большое значение при прогнозных построениях на закрытых площадях.

Месторождения, связанные с коллизионными магматическими поясами (вольфрам, свинец, цинк). Месторождение вольфрама Саутбай приурочено к вулканогенно-осадочной толще рифея в экзоконтакте гранитоидного штока. Месторождение Ингичке расположено в юго-восточной части Зирабулакских гор, в среднепалеозойском карбонатном чехле пассивной окраины Афгано-Таджикской плиты, прорванном интрузиями пермского коллизионного гранитоидного пояса. Месторождение приурочено к восточному контакту интрузива с мраморами.

С *рифтогенным* вулканогенным комплексом на северной окраине Таджикского микроконтинента связано колчеданно-полиметаллическое месторождение Хандиза. Это месторождение имеет морфологию пластовых залежей и линз сплошных и вкрапленных галенит-сфалерит-халькопиритовых руд. Они залегают в туфах риолитовых порфиритов, туфокремнистых породах вахшиварского дацит-риолитового комплекса нижнего карбона, а также в разновозрастных, окварцованных и серицитизированных доломитах.

Анализ геодинамических обстановок Западного Тянь-Шаня

Для выявления закономерностей размещения оруденения в минерагенических комплексах были проанализированы условия локализации 218 месторождений золота, серебра, меди, свинца, цинка олова, вольфрама, железа, марганца и редких элементов, вынесенных на карту минерагенического районирования (рис. 34).



Рис. 34. Схема расположения рудных объектов, использованных при расчете продуктивности минерагенических комплексов.

Надо отметить, что подобную статистику проводили обычно с учетом рудоносности литолого-стратиграфических подразделений (Усманов и др., 2006), которые отличаются названиями и возрастными датировками на разных возвышенностях, что вызывало сложности при интерпретации данных. В данной работе в статистическую обработку вовлечены структурно-вещественные комплексы, объединяющие на формационной основе все многообразие свит и толщ.

Традиционно оценка факторов при прогнозных построениях осуществляется их ранжированием по каким-то показателям. При региональном прогнозировании обычно используют либо количество рудных проявлений, либо долю запасов в определенных позициях. Мы использовали первый вариант, который не позволяет учитывать масштаб рудного процесса, так как в выборке для создания статистически необходимого минимума наравне часто участвуют как рудные точки (фактически единичные пробы), рудопроявления, так и месторождения с различными разведанными запасами (мелкие, средние, крупные и т. д.), но дает более-менее относительную картину перспективности минерагенических комплексов по всему региону. Второй вариант более трудоемкий и возможен на ограниченных участках.

Прогнозный расчет проводился на основе экстраполяции, которая основана на распространении тенденций, закономерностей и связей на однородные объекты. В нашем случае предполагается, что продуктивность минерагенических комплексов и зон на перекрытых территориях будет такой же, как и в обнаженной части доюрского основания.

При расчете продуктивности структурно-вещественных комплексов некоторые из них были объединены, исходя из их генезиса и времени проявления. Кроме того, отдельно были выделены площади развития микститовых образований, в связи с их высокой продуктивностью, а также в связи с тем, что они вмещают фрагменты разрезов разных СВК.

Рудные объекты скарнового генезиса увязаны с гранитоидами коллизионного и постколлизионного этапов, независимо от того к какому СВК относится прорываемая ими карбонатная формация. При этом, рудопроявления и месторождения были сгруппированы в 7 групп: благородные металлы, медь, полиметаллы, редкие элементы совместно с литием, марганец, вольфрам и железо. При статистической обработке учитывалась единица объекта, независимо от его размера. При статистической обработке рудоносности минерагенических комплексов были исключены молассовые образования C_3 -Р задугового бассейна, так как в них не установлено какое-либо серьезное оруденение, за исключением медного проявления Оразалы в архарской свите.

Статистическая обработка материала проводилась на основе ГИС-технологий в программной среде Arc-GIS (Р.Х.Миркамалов и др., 2010). Вся информация сведена в табл. 6, на основе которой построены гистограмма распределения по МК (рис. 35) и диаграмма продуктивности МК (рис. 36).

Таблица 6

Распределение рудных объектов по СВК

Номер	Группы СВК	Месторождения	Au, Ag	Cu	Pb, Zn, Sn	R	Mn	W	Fe
I	Постколлизионные внутриплитные магматические ¹	12	7			4		1	
II	Активной окраины ²	30	18	5	3			1	3
III	Коллизионные граниты	18			1	6		11	
IV	Туркестано-Алайские офиолитовые и островодужные	10	7	1				1	1
V	Карашахский микстит ³	14	11				1	2	
VI	Катармайский микстит	7	6			1			
VII	Гиссарский рифт	6	3	1	1	1			
VIII	Микситы Зеравшано-Алайские	8	7				1		
IX	Кызылкум-Туркестанский (каледонский верхний)	74	73			1			
X	Кызылкум-Нуратинский (каледонский нижний)	39	39				0		
Всего		218	171	7	5	13	2	16	4

Примечание. 1 – Чаткало-Кураминский и Западно-Узбекистанский постколлизионные внутриплитные магматические комплексы (Р); 2 – Нуратау-Кураминский S_2 -D₃ и Кураминский C_1 -P₁; 3 – островодужные и офиолитовые образования Туркестано-Алайского СВК в зоне меланжа Главного надвига.

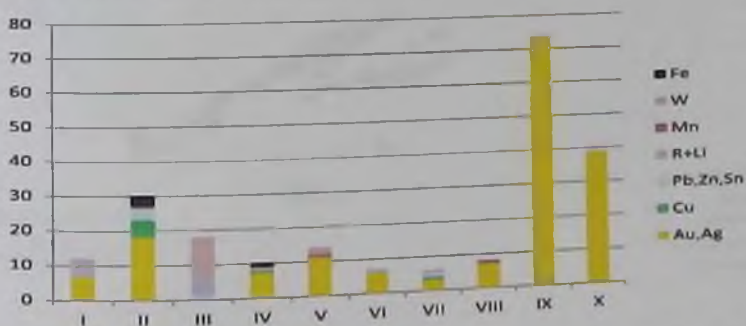


Рис. 35. Распределение рудных объектов с разными полезными компонентами по минерагеническим комплексам.

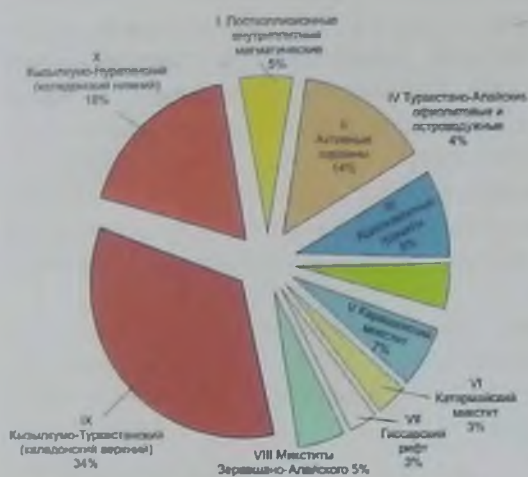


Рис. 36. Диаграмма, иллюстрирующая продуктивность МК.

Вся минерально-сырьевая база (МСБ) по рассматриваемым полезным ископаемым рассчитывается по рудным объектам, сосредоточенным на обнаженной части складчатого основания, или в непосредственной близости к ней, и учитывая то, что наша территория перекрыта на 90% мезозой-кайнозойскими отложениями, мы, казалось бы, вправе предполагать, что в 10 раз больше скрыто под платформенным чехлом. Не совсем понятно, где конкретно и на какое сырье надо сосредоточить поисковые работы.

Чтобы получить ответ на этот вопрос, составлена карта продуктивности минерагенических комплексов со снятым мезозой-кайнозойским чехлом, где показана перекрытая часть фундамента (рис. 38), на основании которой были рассчитаны площади продуктивных МК на открытых и перекрытых территориях.

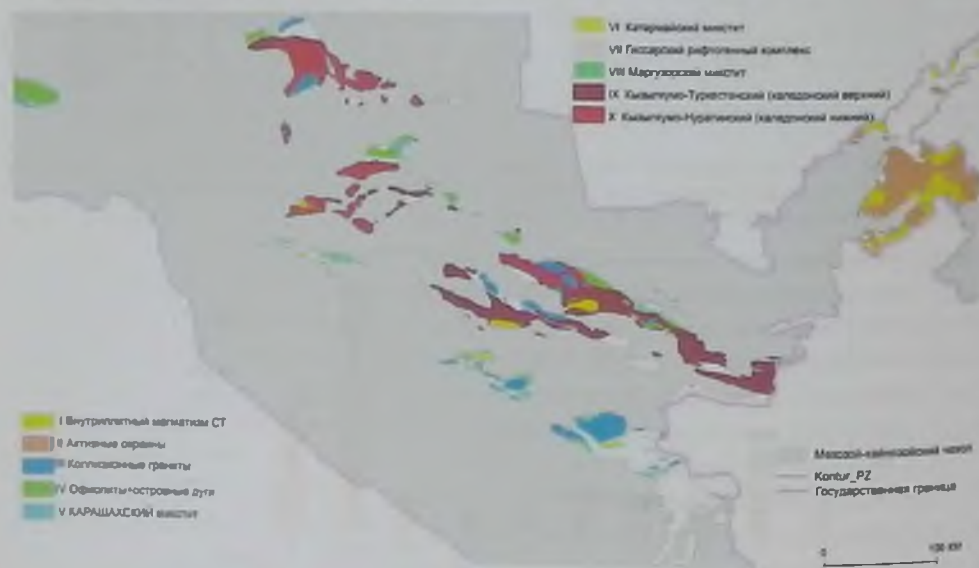
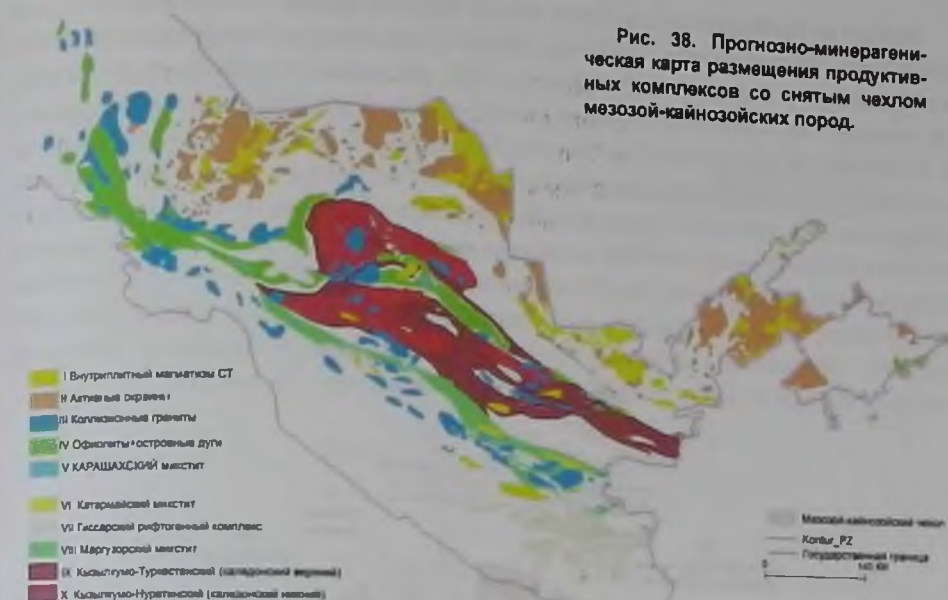


Рис. 37. Прогнозно-минерагеническая карта размещения продуктивных комплексов в пределах выходов до мезозойских пород.

Рис. 38. Прогнозно-минерагеническая карта размещения продуктивных комплексов со снятым чехлом мезозой-кайнозойских пород.



Минерагенические комплексы имеют разную по величине площадь развития и разную плотность месторождений. Для учета этого фактора данные карты сведены в табл. 7, где рассчитана плотность размещения рудных объектов на 100 км² в доступных районах и ожидаемая рудоносность перекрытых площадей. Из этих расчетов следует – общая площадь продуктивных МК только в 5 раз превышает обнаженную, что предполагает ожидаемый прирост на 400%.

Казалось бы, бесспорные лидеры по продуктивности, полученной без учета плотности размещения рудных объектов (см. табл. 7 и рис. 36), каледонские и активно-окраинные минерагенические комплексы переместились на 3-5 места.

Таблица 7

Расчет продуктивности СВК с учетом плотности распространения рудных объектов

Но- мер	Группы СВК	Фактиче- ская рудо- носность	Площадь обнаженной части, км ²	Плотность ме- сторождений на 100 км ²	Площадь общая, км ²	% об- нажен- ности	Ожидае- мая рудо- носность
I	Постколлизийные внутриплитные	12	2 516	0,48	18 140	13,87	87
II	Активной окраины	30	4 846	0,62	31 105	15,58	193
III	Коллизионные граниты	18	2 959	0,61	20 361	14,53	124
IV	Туркестано-Алайские	10	2 311	0,43	7 254	31,86	31
V	Карашахский микстит	14	408	3,43	1 352	30,18	46
VI	Катармайский микстит	7	135	5,19	654	20,64	34
VII	Гиссарский рифт	6	1 304	0,46	8 858	14,72	41
VIII	Микститы Зеравшано- Алайские	8	1 184	0,68	8 362	14,16	57
IX	Кызылкум-Туркестанский	74	5 592	1,32	20 285	27,57	268
X	Кызылкум-Нуратинский	39	4 015	0,97	15 749	25,49	153
	Всего	218	25 270	0,86	132120		1136

Исходя из приведенных расчетов, можно сделать вывод, что первоочередными объектами при постановке поисковых работ на перекрытых территориях являются Катармайский и Карашахский комплексы. МК, объектами второй очереди являются каледонские комплексы (Кызылкум-Нуратинский и Кызылкум-Туркестанский) и комплексы активной окраины Бельтау-Кураминского МП. Данные таблицы представлены в виде круговой диаграммы (рис. 39), из которой видно, что наиболее продуктивными являются Карашахский и Катармайский микститовые комплексы, у которых минимальная площадь распространения, так как они заполняют шовные зоны герцинских надвигов. Практическая значимость этих расчетов видится в том, что на карте показана площадь распространения продуктивных комплексов, а это позволит обоснованно выбирать площади для проведения поисковых работы на перекрытых территориях с учетом глубины их залегания (см. рис. 38).

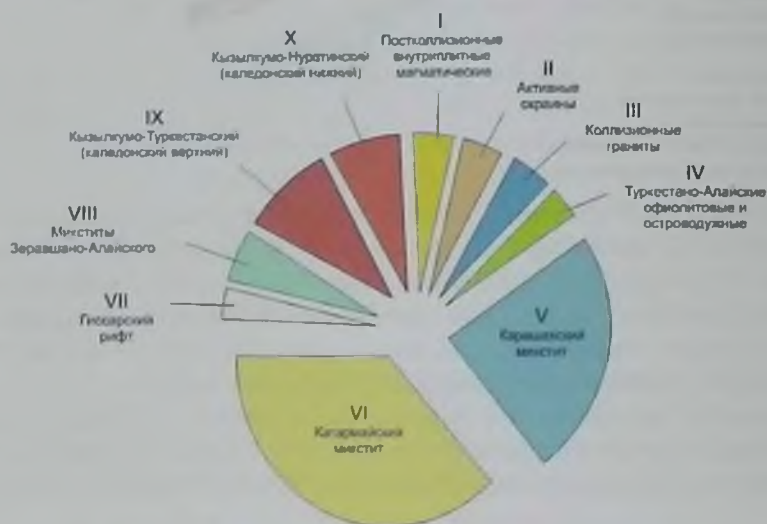


Рис. 39. Круговая диаграмма, иллюстрирующая продуктивность МК с учетом плотности размещения месторождений.

Учитывая большую значимость структурного фактора для локализации рудных скоплений в Южно-Тяньшаньском минерагеническом поясе, для детализации участков поисковых работ необходимо совместить карту продуктивности МК с картой распространения рудоконтролирующих структур. В качестве примера таких построений можно привести прогнозную карту, полученную при изучении рудоносности древних толщ, проводимую совместно с З.М.Абдуазимовой и В.Д.Цоем в 2011 г. по Нуратинскому и Кызылкумскому горно-рудным районам.

При прогнозных построениях на карту продуктивности МК вынесены основные рудоконтролирующие разрывные структуры и трассы палеофлюидопотоков. Наиболее перспективными участками считаются площади пересечения нескольких рудоконтролирующих структур. На результирующей карте (рис. 40) выделены 20 перспективных участков, расположенных главным образом на перекрытых территориях. Исходя из удельной рудоносности каждой структуры на открытых территориях, можно рассчитать минерагенический потенциал для выделенной перспективной площади.

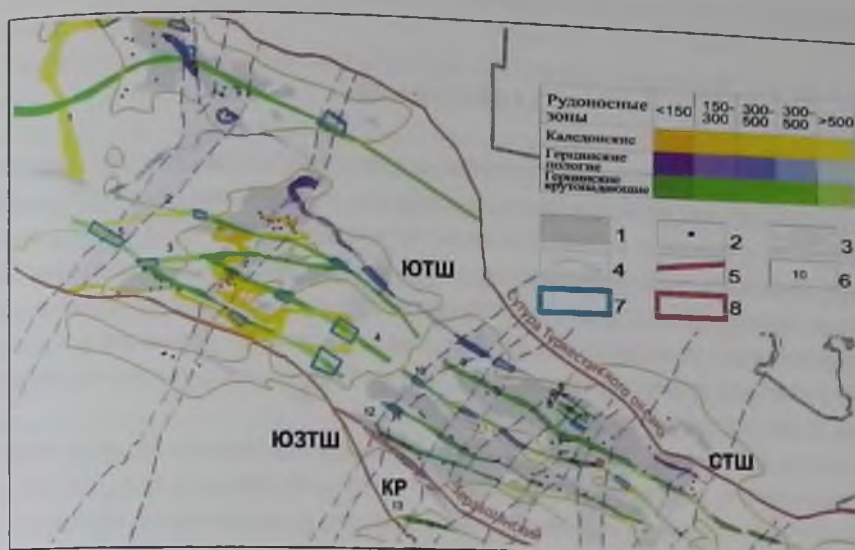


Рис. 40. Прогнозная карта Кызылкум-Нуратинского региона. 1 – выходы докембрийского основания; 2 – рудные объекты разных масштабов, 3 – трассы палеофлюидопотоков; 4 – изолинии глубины фундамента 300 м; 5 – разломы, разделяющие минерагенические провинции: СТШ – Срединный Тянь-Шань, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ЮЗТШ – Юго-Западный Тянь-Шань; КР – Катармай-Рабинджанская зона; 6 – номера герцинских крутопадающих зон (см. табл. 5); 7 – прогнозные площади, выделенные на перекрытых территориях; 8 – перспективная площадь Юкары Сарай, заверенная геохимическими работами.

Результаты работ на участке Юкары Сарай

Местоположение. Из 20 выделенных прогнозных площадей по глубине залегания и географическому положению наиболее доступным оказался участок Юкары Сарай на северо-восточном фланге Зармитанского рудного поля, включающего месторождения Чармитан, Урталик и Гужумсай, находящихся на южных склонах хребта Северный Нуратау в пределах Кошрабадского интрузива и его ближайшего южного экзоконтакта.

Предпосылки. Участок находится на пересечении Даристан-Коксайского палеофлюидопотока, над которым находятся, наряду с месторождениями Зармитанского рудного поля, золоторудные проявления: Коксай, Алямды, Найманбулак, Хуроб, Жиланды Михин, Даристан и др. и субширотной Марджанбулак-Даугызтауской зоной смятия, контролирующей такие объекты как Даугызтау, Асаукак, Джасаул, Чармитан, Промежуточное, Гужумсай, Марджанбулак. Несмотря на то, что этот участок является флангом крупного месторождения, он не был охвачен поисково-оценочными работами.

Результаты. Для заверки прогнозных построений на участке проведена литохимическая съемка по первичным и вторичным ореолам по сети 100×20 м. В итоге построены карты литохимических аномалий, которые совместно с картами геофизических аномалий позволили оценить прогнозные ресурсы «слепого», глубоко погребенного объекта ($H \approx 300$ м) и наметить координаты первоочередных заверочных скважин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задача по прогнозированию погребенных рудных объектов, которую поставили перед собой авторы, является одной из наиболее острых в современной геологии. Несмотря на очевидные успехи тектоники литосферных плит (ТЛП) при расшифровке сложнейших ансамблей покровно-складчатых структур и, как следствие, в решении региональных вопросов металлогенического прогноза, рамки применимости геодинамического анализа до сих пор четко не определены. Кроме того, в последнее время активизировались противники теории ТЛП, которые пытаются реанимировать безвозвратно ушедшие в прошлое взгляды.

В настоящее время практически создана непротиворечивая модель глобальной геодинамики, включающая моменты тектоники литосферных плит, плюмовой и мембранной тектоники, учитывающая тектоническую расслоенность тектоносферы и ее реологические свойства. Современная геодинамическая модель сближает позиции ярых антагонистов во взглядах на источник рудного вещества или происхождение нефти. В этой связи нет смысла даже спорить и ломать копыта сторонникам ортодоксального фиксизма и мобилизма, так как исчезает сама тема спора.

Традиционные прогнозные построения опираются на структурно-тектонические, формационные, геохимические, геофизические и прочие закономерности образования рудных скоплений. В настоящее время, когда резерв легкодоступных месторождений практически исчерпан и дальнейший прирост минерально-сырьевой базы возможен за счет перекрытых территорий и глубокозалегающих месторождений, геологический прогноз необходимо усилить эволюционными закономерностями на основе геодинамических реконструкций.

Существующие региональные тектонические модели для Тянь-Шаня еще не получили всестороннего металлогенического насыщения. Предлагаемая работа в какой-то мере устраняет указанные пробелы для западной части складчатого пояса. Актуальность работы заключается в сравнительном металлогеническом анализе структурно-вещественных комплексов коллизионных структур палеозоя и докембрия и металлогенических построениях на базе ТЛП. Опыт подобных построений должен способствовать повышению эффективности региональных поисково-съемочных работ.

Проведение палеотектонических реконструкций, создание геодинамических моделей развития подвижных (складчатых) поясов и решение проблем металлогении последних относится к числу приоритетных направлений фундаментальных исследований. В настоящей работе показан алгоритм прогнозных построений на геодинамической основе для перекрытых площадей, который состоит из следующих этапов:

- составление геологических карт среднего и крупного масштаба;
- тектоногеодинамическое районирование с выделением и систематикой структурно-вещественных комплексов, разрывных и складчатых деформаций;

• анализ размещения рудных объектов, минерализованных зон и геохимических аномалий;

• выделение металлогенических (минерагенических) провинций, поясов и комплексов;

• трассировка рудоконтролирующих структур с помощью дистанционных методов;

• составление минерагенической карты для закрытой площади на основе интерполяции данных с выделением прогнозных участков на основе анализа всех рудоконтролирующих факторов.

В этой работе показаны методы геодинамических реконструкций с конкретным примером в виде карты Западного Тянь-Шаня, а также приемы металлогенического районирования на примере складчатого пояса с учетом ретроспективных моделей для главных этапов структурной перестройки и рудогенеза. Приводятся примеры выделения прогнозных площадей для Кызылкумо-Нуратинского региона с геохимической заверкой участка Юкары Сарай, по которому оценены прогнозные ресурсы.

В заключение хочется подчеркнуть, что металлогенические построения на геодинамической основе обладают большими прогностическими возможностями, так как строятся на актуалистических принципах и учитывают эволюционный момент за счет ретроспективных реконструкций. Прогноз на основе геодинамического моделирования может осуществляться как путем аналогии, так и по пути поиска «недостающих звеньев» закономерно повторяющихся фрагментов геологического прошлого в однотипных структурах. В этом плане домезозойское складчатое основание территории Узбекистана представляет перспективный объект на предмет открытия ряда нетрадиционных полезных ископаемых, в т. ч. редкоземельных элементов и алмазов. Однотипность механизма формирования разновозрастных структур позволяет прогнозировать обнаружение таких образований как микститы и надвиговые структуры и другие геодинамические репера, имеющие важное рудоконтролирующее значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдувазимова З.М., Ахбер Д.Я., Старцев О.А., Чукаров Е.В. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. - 1969. - Т. 187. - № 8. - С. 1115-1119.
2. Абдувазимова З.М. Биостратиграфия ордовикских отложений в Южном Тянь-Шане по граптолитам // Граптолиты и стратиграфия. - Таллин, 1976.
3. Абдувазимова З.М., Абдуллаев Р.Н. Стратиграфия Мурунтауского рудного поля в свете новых данных // Узб. геол. журн. - 1998. - № 4. - С. 3-14.
4. Абдувазимова З.М. Актуальные проблемы региональной геологии древних толщ Кызылкум-Нуратинского региона (Западный Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. - 2007. - № 5. - С. 29-34.
5. Абдувазимова З.М., Миркамалов Р.Х., Хан Р.С. Косманачинская рудовмещающая толща как меланж сложного генезиса в Мурунтауском рудном поле // Геология и минеральные ресурсы. - 2011. - № 5. - С. 3-8.
6. Абдуллаев Г.С., Долгополов Ф.Г. Геодинамика и нефтегазоносность литосферы Узбекистана. - Т.: Уз НИО НГП, 2016. - 362 с.
7. Абдуллаев Р.Н. О возрасте урубулакской свиты Моголтау // Узб. геол. журн. - 1975. - № 3. - С. 91-93.
8. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. - Т.: Фан, 1989. - 124 с.
9. Абдуллаев Р.Н., Наврузов С.С. Тектоническое развитие Южного Тянь-Шаня в палеозое в структурах двух палеоокеанов // Проблемы геологии фанерозоя Тянь-Шаня. - Т.: НУУз, 2004. - С. 25-32.
10. Абдуллаев Х.А., Мухин П.А., Эгамбердиев С.А., Храмышкин П.В. Некоторые проблемы магнитостратиграфии отложений палеозоя Центральных Кызылкумов / Изв. АН СССР, Физика Земли. - 1989. - № 9. - С. 93-99.
11. Абукова Л.А. Типы геофлюидодинамических систем и нефтегазоносность больших плуин // Мат-лы междунар. конф. «Геодинамическая обстановка нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре». - Т., 2002. - С. 139-143.
12. Айсанов Я.Б., Егоров А.И. Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. - Т.: Фан, 1978. - 120 с.
13. Антонов А.Е., Мухин П.А. Особенности вулканизма и металлогении Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня в связи с ее приуроченностью к древней континентальной окраине. - Вулканизм и металлогения Средней Азии. - Т.: САИГИМС, 1988. - С. 122-129.
14. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Отв. исп.: О.А. Федоренко, Н.В. Милетенко. - Алматы: НИИ природных ресурсов, 2002. - 64 с.
15. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. и др. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1975. - 172 с.
16. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Тектоника докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1977. - 181 с.
17. Ахмеджанов М.А., Боратов Р.Б., Бакиров А.Б. и др. Докембрий Средней Азии. - Л.: Наука, 1982. - 264 с.
18. Бабеев А.Г., Узакоев Х.У. Проблема нефтегазоносности отложений складчатого основания Узбекистана // Нефтегазогеологическая наука Узбекистана и решение вопросов поиска и разведки месторождений углеводородного сырья. - Т.: ИГИРНИГМ, 1969. - Вып. 78. - С. 139-156.
19. Бакиров А.Б., Ислаев Г.А., Шералиев С.О., Сакиев К.С. Геологическое строение и механизм формирования Кассанского метаморфического комплекса // Докембрий в фанерозойских складчатых областях // Тез. докл. 2 Всесоюз. совещ. - Фрунзе, 1989. - С. 27.
20. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1978. - 167 с.

21. Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. - Л.: ЛГУ, 1982. - 128 с.
22. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. - Санкт-Петербург: Санкт-Петербург. Университет, 1996. - 192 с.
23. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалаевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. - М.: ГЕОС, 1998. - 301 с.
24. Буалло Г. Геология окраин континентов. - М.: Мир, 1985. - 160 с.
25. Буртман В.С., Клишев В.Л. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня / Докл. АН СССР. - 1972. - Т. 206. - № 3. - С. 27-31.
26. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. - М.: Недра, 1973. - 103 с.
27. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). - М.: Наука, 1976. - 164 с.
28. Буртман В.С., Клишев В.Л., Котова Л.Н. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане / ДАН СССР. - 1977. - Т. 237. - № 3. - С. 668-671.
29. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. - М.: Геос, 2006. - 215 с.
30. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Стратиграфия. - Т.: Фан, 1985. - 152 с.
31. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2500000 / Под ред. Л.П.Зоненшайна, Н.В.Межеловского, Л.М.Натапова. -Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
32. Голованов И.М. Медно-рудные формации Западного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1978. - 262 с.
33. Голованов И.М., Завьялов Г.Е., Хорват В.А., Казакбаева С.М. Прогнозирование золотого оруденения Узбекистана на основе геодинамических реконструкций // Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций. - Т.: Университет, 1997. - С. 37-39.
34. Голованов И.М., Бухарин А.К., Завьялов Г.Е., Землянов А.А., Масленникова И.А. О специализированных геодинамических и минерагенических картах Центральной Евразии // Тез. конф. «Современные проблемы развития минерально-сырьевой базы РУз». - Т.: ИМР, 2001. - С. 14-16.
35. Голованов И.М. Металлогенические особенности палеозойских геодинамических структур Узбекистана // Проблемы геологии фанерозоя Тянь-Шаня. - Т.: НУУз, 2003. - С. 65-75.
36. Голованов И.М., Диваев Ф.К. Геолого-промышленные типы месторождений черных, цветных и редких металлов Узбекистана и их связь с магматизмом // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение // Мат-лы науч. конф. - Т.: ИГИГ АН РУз, 2005. - С. 72-75.
37. Далимов Т.Н. Орогенный вулканизм и глубинное строение земной коры (на примере Среднего и Южного Тянь-Шаня) // Узб. геол. журн. - 1980. - № 3. - С. 43-55.
38. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Гео-динамика Тянь-Шаня. Т. I. // Магматизм и геодинамические обстановки палеозоя. - Т.: Университет, 1993. - 208 с.
39. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Зональность магматизма в Чаткало-Кураминском регионе (девон, средний карбон) // Узб. геол. журн. - 1994. - № 3. - С. 23-34.
40. Далимов Т.Н., Троицкий В.И. Эволюционная геология. - Т.: Университет, 2005. - 583 с.
41. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. - Т.: Университет, 2010. - 227 с.
42. Диваев Ф.К., Федоров Е.Г. и др. Формация ультракалийевых риолитов западного окончания Зарафшанского хребта // Основные проблемы магматической геологии Тянь-Шаня: Мат-лы II Республ. науч. конф., посвящ. памяти акад. Т.Н.Далимова. - Т.: НУУз, 2013. - С. 23-26.
43. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моряев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М.: Недра, 1976. - 231 с.
44. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. - М.: Недра, 1990. - 328 с.
45. Исаходжаев Б.А., Миркамалов Р.Х. Геодинамическая система-тика крупных месторождений твердых полезных ископаемых Узбекистана // Горный журнал. - 2013. - № 7. - С. 12-17.
46. Клишев В.Л., Поршняков Г.С. Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруденения // Вопросы региональной геологии. Вып. 3. - Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1983. - С. 128-145.

47. Костицин Ю.А. Rb-Sr система пород и минералов месторождений Мурунтау: Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. - М., 1991. - 24 с
48. Крикунова Л.М., Захидов А.Х., Гафурбеков А.А. Геолого-промышленные типы железных руд Узбекистана. - Т.: ГП «НИИМР», 2012. - 100 с.
49. Кустарникова А.А. О типах палеовулканизма как индикаторах состояния палеокоры на территории Южного Тянь-Шаня // Магматизм и глубинные структуры земной коры Средней Азии. - Т.: Фан, 1982. - С. 27-63.
50. Кустарникова А.А. О типах вулканизма в Южном Тянь-Шане // Вулканизм и металлогения Средней Азии. - Т.: САИГИМС, 1988. - С. 90-100.
51. Миркамалов Р.Х., Савчук Ю.С. Постколлизийные региональные сдвиговые зоны – основной резерв для выявления месторождений золота в Западном Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы. - 2007. - № 5. - С. 39-50.
52. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Пяновский Г.В. Актуальные проблемы системного обновления картографических материалов на основе ГИС-технологий (Arc-GIS) // Инновационные технологии прогноза, оценки и освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Республики Узбекистан / Тез. междунар. науч.-техн. конф. «Узгеоинновация-2010». - Т.: ГП «НИИМР», 2010. - С. 22-25.
53. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Результаты U-Pb (shrimp) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 1. - Санкт-Петербург, 2012. - Вып. 1. - С. 3-24.
54. Миркамалов Р.Х., Абдуазимова З.М., Чирикин В.В., Ванесян Г.А. Обстановки формирования и локализации золоторудной минерализации в Кызылкум-Нуратинском регионе // Проблемы, развитие и инновационные направления геологических наук в Узбекистане / Мат-лы республ. науч.-техн. конф. - Т.: ТашГТУ, 2013. - С. 64-65.
55. Мухин П.А. Структурный анализ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы): Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. - Т., 1982. - 23 с.
56. Мухин П.А., Савчук Ю.С., Колесников А.В. Положение «Мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Геотектоника. - 1988. - № 2. - С. 64-72.
57. Мухин П.А., Каримов Х.К. Новая модель геодинамики и металлогения Средней Азии. Палинспастические реконструкции позднего докембрия и палеозоя // Узб. геол. журн. - 1989. - № 5. - С. 29-34.
58. Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. - Т.-М., 1926. - 128 с.
59. Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. - Т.: Фан, 1981. - 128 с.
60. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. - М.: Недра, 1985. - 169 с.
61. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Геол. - 1945. - № 5. - С. 23-46.
62. Покровский А.В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. - Т.: Фан, 1974. - 230 с.
63. Покровский А.В. Петрогенетические типы регионального метаморфизма, основные их особенности и закономерности проявления // Узб. геол. журн. - 1996. - № 3. - С. 38-46.
64. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. - Т.: Комитет наук УзССР, 1938. - 415 с.
65. Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. - Л.: Недра, 1966. - 208 с.
66. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. - Л.: Недра, 1973. - 216 с.
67. Пучков В.Н. Детальное расчленение среднепалеозойских кремнистых толщ Алайского хребта // Сов. геология. - 1983. - № 9. - С. 73-84.
68. Пучков В.Н., Иванов К.С., Христов Е.В. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистого типа разреза Иньльчекского хребта // Изв. АН Кирг.ССР. - 1985. - № 6. - С. 10-14.

69. Пучков В.Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. - 1987. - Т. 284. - № 2. - С. 435-438.
70. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). - Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2010. - 280 с.
71. Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы // Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. - Львов, 1959. - 220 с.
72. Рудные месторождения Узбекистана / Отв. ред. И.М. Голованов. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2001. - 860 с.
73. Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау // Геотектоника. - 1971. - № 5. - С. 27-37.
74. Сабдюшев Ш.Ш., Телевных З.И. О верхнепалеозойском вулканизме Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Узб. геол. журн. - 1977. - № 4. - С. 47-50.
75. Сабдюшев Ш.Ш., Телевных З.И. Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон) // Геотектоника. - 1993. - № 6. - С. 63-81.
76. Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. - Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1960. - 220 с.
77. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / Под ред. К.О. Осмонбетова. - Фрунзе: Илим, 1982. - Кн. 1. - 371 с. - Кн. 2. - 245 с.
78. Усманов Ф.А., Маринова С.Т., Юлдашев О.А., Акабиров А.М., Касымов Ш.Р. Важнейшие особенности металлогении и генезиса золото-рудных месторождений кызылкумского типа // Геология и минеральные ресурсы. - 2006. - № 4. - С. 3-10.
79. Федоров Е.Г., Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К. Олигостромовые толщи Западного Тянь-Шаня, их генезис и возраст // Геология и минеральные ресурсы. - 2016. - № 3. - С. 3-12.
80. Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса // Геотектоника. - 1978. - № 5. - С. 72-83.
81. Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. - Т.: Университет, 1998. - 723 с.
82. Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А. и др. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1988. - 328 с.
83. Шаякубов Т.Ш., Исходжаев Б.А., Голованов И.М. Новая прогностно-металлогеническая карта Узбекистана на золото масштаба 1:500 000 // Мат-лы совещ. «Методология и методы металлогенического анализа и прогноза рудных объектов». - М.: ЦНИГРИ, 2000. - С. 144-148.
84. Шульц С.С. (мл.). Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. - М.: Недра, 1972. - 208 с.
85. Шульц С.С. (мл.). Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. - М.: Наука, 1974. - С. 156-176.
86. Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the Western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids, Gondwana Research (2016), doi: 10.1016/j.gr.2016.10.022.
87. Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen // Geol. Mag. 1971. - V. 108. - P. 27-42.
88. Kusky T.M., Windley B.F., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion Gondwana Research 24 (2013). - P. 501-547.
89. Mukhin P.A., Abdullayev Kh.A., Minayev V.Ye., Khristov S.Ye., Egamberdiyev S.A. The paleogeodynamics of Central Asia. International Geology Review, 31, 11, 1989. - P. 1073-1083.
90. Wakita K. Melanges of the Mino terrane. Memoir of Geological Society of Japan 55, 2000. - P. 145-163 (in Japanese with English abstract).

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	Стр. 3
Глава I. ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ	5
Глава II. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	9
Принципы и задачи геологического прогнозирования	9
Объекты прогнозирования при геолого-съёмочных и поисковых работах	9
Прогнозно-минерагенические и прогнозные карты, методы их составления	10
Глава III. КОМПЛЕКСЫ-ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК	13
Основные понятия геодинамики	13
Основные этапы тектономагматического цикла	16
Типовые геодинамические обстановки	19
Формации – индикаторы геодинамических обстановок	32
Глава IV. МЕТОДЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	50
Формационный анализ при геодинамических исследованиях	50
Фациальные исследования	53
Определения геодинамических обстановок формирования магматических пород	53
Методы изучения метаморфических толщ	72
Структурно-метаморфические исследования	75
Дешифрирование аэрокосмофотоматериалов (АКФМ)	80
Полевые работы	81
Покровно-складчатые структуры. Стрoение и методика картирования	82
Структурно-парагенетический анализ покровно-складчатых зон	83
Геохронологические исследования	84
Палеомагнитный анализ	85
Геодинамическая карта	87
Глава V. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ – ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	90
Геодинамическое районирование Западного Тянь-Шаня	90
Геодинамическая эволюция и главные этапы рудогенеза	108
Глава VI. РЕГИОНАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ	119
Общие положения: принципы и методы исследований	120
Методика оценки факторов	123
Минерагеническое районирование Западного Тянь-Шаня	126
Основные рудоконтролирующие структуры	144
Анализ геодинамических обстановок Западного Тянь-Шаня	147
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	154
ЛИТЕРАТУРА	156



Миркамалов Рустам Хамзаевич – доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела «Региональная геология и металлогения» ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии Республики Узбекистан. Специалист в области тектоники, геодинамики и металлогении. Автор 10 бюджетных научных отчетов и более тридцати публикаций, в т. ч. монографии. Под его руководством подготовлены к изданию фундаментальные труды: «Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана» и «Атлас геологических карт Республики Узбекистан». Составлена серия мелко- и среднемасштабных карт (геолого-структурная, тектоническая, минерагеническая, геодинамическая) территории

Узбекистана. Результаты работ докладывались на международных геологических конгрессах (Брисбен, 2012, Кейптаун, 2016) и международных конференциях (Ташкент, Санкт-Петербург, Лондон и др.).



Чириккин Владимир Викторович – заведующий сектором геодинамики отдела «Региональная геология и металлогения» ГП «ИМР». Главными направлениями работы являются региональная геология, тектоника, геодинамика и металлогения. Специалист по созданию геологических карт в среде ArcGIS. Ответственный исполнитель и соавтор ряда отчетов, научных публикаций, в т. ч. «Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана» (2006), «ГИС Атлас карт геологического содержания территории России, стран СНГ и сопредельных государств» (2008) и «Атлас геологических карт Республики Узбекистан» (2016).



Диваев Фарид Карибович – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий сектором магматизма ГП «ИМР». Специалист в области петрологии магматических пород, региональной геологии и металлогении. Председатель научно-редакционного Совета по геологическим картам, заместитель председателя петрографической Комиссии, автор более 60 опубликованных работ, в т. ч. 2-х монографий. Результаты работ докладывались на международных геологических конгрессах (Кейптаун, 2016) и международных конференциях (Ташкент, Санкт-Петербург, Лондон и др.).

Р.Х.Миркамалов, В.В.Чирикин, Ф.К.Диваев

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОРОГЕННОГО ПОЯСА
ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА
(методические рекомендации)**

**Утверждено к печати Ученым Советом
ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз**

Редактор, технический редактор,
оригинал-макет **Т.Г.Кочергина**

Корректор **Х.М.Вашурина**

Верстка, оригинал-макет **Н.И.Левина**

Лицензия АИ № 233 от 13.05.2013 г.

Подписано в печать 25.03.2019 г.

Формат 70×108. Бумага кн.-журн.

Гарнитура «Arial».

Кегль 10, 8.

Печать трафаретная (ризография).

Усл. печ. л. – 20,25. Уч.-изд. л. – 23.

Тираж 100.

Заказ № 13.

Адрес электронной почты: qrniimr@evo.uz

Адрес редакции ГП «ИМР»: Ташкент, ул. Шевченко, 11*

Отпечатано в типографии ГП «ИМР», г. Ташкент, ул. Шевченко, 11*

