

НЕКОТОРЫЕ
ИТОГИ
ПЕТРОМЕТАЛЛО-
ГЕНИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ



Академия наук Узбекской ССР

Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева

552/553

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ
ПЕТРОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

1542

Издательство „ФАН“ Узбекской ССР

ТАШКЕНТ—1972



Сборник посвящен 60-летию со дня рождения член-корр. АН СССР, академика АН УзССР Х.М.Абдуллаева. В статьях сборника развиваются идеи Х.М.Абдуллаева о взаимосвязи тектоники, магматизма и оруденения, рудной зональности, взаимоотношения даек с оруденением.

Книга предназначена для геологов, занимающихся вопросами региональной геологии и металлогении.

Редакционная коллегия

И.Х.Хамрабаев (отв.редактор),
М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, Т.М.Мацокина-Воронич,
Л.Н.Лорджипанидзе, Р.А.Мусин,
Х.Р.Рахматуллаев (отв.секретарь)

*Посвящается светлой памяти выдающегося
советского ученого-геолога
Хабиба Мухамедовича Абдуллаева*

А.Кажаров, Р.А.Мусии

О ЖИЗНИ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ХАБИБА МУХАМЕДОВИЧА
АБДУЛЛАЕВА

Хабиб Мухамедович Абдуллаев родился 30 августа 1912 г. в кишлаке Араван Омской области Киргизской ССР. Свою трудовую деятельность он начал с 11 лет сельскохозяйственным работником и одновременно с работой окончил 7-летнюю школу-интернат.

В 1930 г. по путевке комсомола он поступил на подготовительные курсы Среднеазиатского геолого-разведочного института и в том же году стал студентом. После окончания института (по специальности "геология и разведка месторождений полезных ископаемых") в 1935 г. он был направлен в аспирантуру Московского геолого-разведочного института. В 1939 г. Хабиб Мухамедович успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему: "Геологическое строение, минералогический состав и генезис Лянгарского месторождения вольфрамово-молибденовых руд в Узбекистане".

Наиболее плодотворную деятельность Х.М.Абдуллаев развил после возвращения в Ташкент в 1940 г. Он написал более 130 трудов, в том числе 6 крупных монографий.

В 1946 г. он завершил крупную монографию "Геология медитоносных скарнов Средней Азии". За эту работу ему была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук. В том же году он стал профессором Среднеазиатского политехнического института на кафедре полезных ископаемых.

В данной монографии, теоретически обобщающей огромный фактический материал, он обосновал тезис о взаимосвязи скарнообразования с магматизмом, выдвинув Среднюю Азию как специфическую скарновую провинцию. Он впервые высказал

предположение о связи скарнов с гранитоидами ассимиляционного происхождения, подробно разобрал этапность постмагматического процесса, взаимоотношения скарнов и руды и на основании этого предложил новую классификацию скарново-рудных образований.

Под руководством Х.М.Абдуллаева были организованы крупные исследовательские работы в различных районах Средней Азии, в частности в Западном Узбекистане, с участием большой группы геологов научных и производственных организаций. Эти работы явились серьезным вкладом в практическое оформление Западного Узбекистана как нового горно-промышленного района. Они привели также к формированию большого числа научных кадров и оформлению петролого-металлогенического научного направления в Узбекистане.

Центральной проблемой в исследованиях Х.М.Абдуллаева явилось обоснование роли гранитоидных интрузивов в постмагматическом рудообразовании. В 1949 г. он опубликовал монографию "Очерк по металлогении Средней Азии" (железо, олово, вольфрам). В 1950 г. вышла его работа "Геметическая связь оруденения с интрузиями", которая была переиздана в Москве в 1954 г. и опубликована на китайском языке в 1957 г. в Пекине. Она вызвала оживленную, длительную дискуссию среди геологической общественности Москвы, Ленинграда, Ташкента и других городов СССР. Переиздание ее, огромное количество рецензий — яркое свидетельство того, что в ней подняты спорные и вместе с тем актуальные вопросы теории рудообразования.

Х.М.Абдуллаев, продолжая свои исследования, обращается к взаимоотношениям дайковых и рудных образований. Организуются работы по изучению данной проблемы в отдельных регионах, в частности Чаткало-Кураминских горах. В 1957 г. издана монография "Дайки и оруденение", а в 1958 г. коллективная работа "Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор".

Все эти работы объединяет идея единства и связи процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и оруденения. В них показаны многоэтапность рудного процесса, обусловленная многоэтапностью тектоники и магматизма, и связи определенных рудных формаций с определенными магматическими комплексами, условиями их развития и характером вмещающих пород. Все это позволило наметить конкретные районы проявления различных рудных формаций и дать общую оценку их перспективности.

В 1960 г. выходит еще одна крупная монография Х.М.Абдуллаева "Магматизм и металлогения Средней Азии". В ней показаны главнейшие особенности магматизма и металлогении всей Средней Азии, выявлено современное состояние изученности вопроса, что облегчает выбор дальнейшего направления геологических исследований в области петрологии и металлогении.

В 1961 г. была выпущена последняя монография Х.М.Абдуллаева "Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации", в которой явления тектогенеза, магмагенеза, литогенеза и рудогенеза рассмотрены во взаимосвязи и взаимообусловленности, с учетом их качественных и количественных особенностей на фоне развития их во времени и пространстве. Эта работа привлекала внимание геологической общественности своей оригинальностью и новизной некоторых идей. Х.М.Абдуллаев не успел полностью завершить эту работу и она была опубликована в Москве после его смерти (в 1964 г.) под редакцией академика В.И.Смирнова.

Существенным для многогранной деятельности Х.М.Абдуллаева было пронизательное чувство нового, органически сочетавшееся с глубокой эрудицией. Поэтому его идеи привлекали геологов, неоднократно находивших подтверждение в практике. Кроме того, Абдуллаев лично участвовал в разработке главнейших геологических направлений как в Академии наук, так и в производственно-геологических организациях. Он смело поддерживал все новое и прогрес-

сивное и принимал участие в решении сложных и принципиальных вопросов.

Х.М.Абдуллаев большое значение придавал практической стороне металлогенических исследований. Он считал, что после уяснения многочисленных связей оруденения с разнообразными геологическими явлениями — ассимиляцией, дифференциацией, складкообразованием, формированием дайковых пород — можно приступить к созданию цельного учения о металлогении. Для осуществления этого замысла совместно с геологами нового поколения он впервые в нашей стране на геолого-разведочном факультете ТашПИ организовал кафедру петрологии и металлогении. Его лекции были опубликованы в I томе его сочинения "Очерки металлогении", удостоенном Республиканской премии Беруни в 1970г.

Х.М.Абдуллаев успешно сочетал научную деятельность с научно-организационной, общественной работой и работой в руководящих партийных и советских органах. Он еще в школьные годы принимал активное участие в комсомольской работе (в 1929 г. руководил Ош-Араванским РК ЛКСМ). В 1939 г. он ассистент кафедры полезных ископаемых в Московском геолого-разведочном институте и одновременно заведующий аспирантурой. В 1941г. был назначен директором Среднеазиатского индустриального института, а вскоре заведующим промотделом ЦК КП Узбекистана. В январе 1942 г. он стал заместителем Председателя Совета Министров УзССР, а с июня 1944 г. одновременно и Председателем Госплана УзССР. На этом посту Хабиб Мухамедович проявляет большую организаторскую способность и отдает все свои силы, энергию подъему народного хозяйства страны, делу повышения обороноспособности нашей Родины, организации и строительству новых промышленных объектов, быстрейшему пуску многих предприятий, эвакуированных в Узбекистан

Как член правительства и ученый-геолог Абдуллаев сделал очень много для развития в Узбекистане черной металлургии — для строительства Узбекского металлургического завода им.В.И.Ленина, а также для разведки желе-

зородных месторождений Средней Азии. Находясь на ответственной партийно-хозяйственной работе, Х.М.Абдуллаев не прерывает научную и научно-организационную работу. Он уделяет много внимания научному росту и подготовке кадров в единственном в то время научном геологическом учреждении, носящем в настоящее время его имя — Института геологии и геофизики АН УзССР.

В 1943 г. Х.М.Абдуллаев избран членом-корреспондентом АН УзССР, в 1947 г. — действительным членом АН УзССР. Он назначается вице-президентом АН УзССР и одновременно директором Института геологии. В период с 1952 по 1955 г. Х.М.Абдуллаев — председатель технических и геолого-химических наук АН УзССР, а с 1955 г. и до избрания его президентом АН УзССР (октябрь, 1956 г.) работает заместителем Председателя Совета Министров УзССР. С 1956 г. по 1962 г. он Президент Академии наук Узбекской ССР.

Х.М.Абдуллаев ведет большую научно-общественную работу. Он председатель Совета научно-технических обществ (1941—1952 гг.), председатель Совета по координации при АН УзССР (1947—1960 гг.), председатель Узбекского отделения Всесоюзного минералогического общества (с 1950 г.), председатель Государственной квалификационной комиссии при геолого-разведочном факультете ТашПИ (с 1952 г.), член комитета по Ленинским премиям при Совете Министров СССР (с 1960 г.), действительный член французского геологического общества (с 1960 г.), действительный член минералогического общества Великобритании (с 1960 г.).

Х.М.Абдуллаев ведет разностороннюю организационную работу по проведению различных научных сессий, совещаний, созываемых в Москве, Ташкенте, Алма-Ате, Киеве и других городах Советского Союза. Он был участником XX сессии Международного геологического конгресса в Мехико — 1956 г.; 44-й сессии научного Конгресса в Индии — 1957 г. В 1958 г. он был в составе советской делегации в КНР в связи с 10-летием республики.

Х.М.Абдуллаев консультировал производственные и научные геологические организации Узбекистана и братских республик Средней Азии, участвовал в разработке главных направлений геологических исследований, проделал большую работу по обучению высококвалифицированных геологов для братских республик Туркмении, Киргизии, Таджикистана и Казахстана.

Большой рост геологических исследований, создание и укрепление в системе АН УзССР трех крупных геологических институтов (Институт геологии, Институт геологии и разработки нефтяных и газовых месторождений, Институт гидрогеологии и инженерной геологии) и Среднеазиатского института геологии и минерального сырья Министерства геологии и охраны недр — результат повседневной заботы Х.М.Абдуллаева о росте геологической науки в Узбекистане.

Немало труда Х.М.Абдуллаев внес в издание научных трудов. Он являлся председателем РИСО АН УзССР, главным редактором "Известий АН УзССР", серия геологическая (ныне "Узбекский геологический журнал") и записок Узбекистанского отделения Всесоюзного минералогического общества, членом редколлегии журнала "Советская геология" (орган Министерства геологии и охраны недр СССР), инициатором создания научно-популярного журнала "Фан ва турмуш" ("Наука и жизнь") на узбекском языке.

Партия и правительство Советского Союза высоко оценили самоотверженную работу Хабиба Мухамедовича Абдуллаева. Он был награжден орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, тремя орденами Красной Звезды и орденом Знак почета.

Научные заслуги ученого были отмечены присуждением ему Ленинской премии и республиканской премии им.Баруни, избранием его академиком АН УзССР, членом-корреспондентом АН СССР, членом различных обществ и т.д.

Х.М.Абдуллаев избирался депутатом Верховного Совета СССР (с 1958 г.), депутатом Верховного Совета УзССР (1948-1960 гг.), членом ЦК Компартии Узбекистана (с 1956 г.), членом РК КПУз с 1968 г., делегатом XXI внеочередного съезда КПСС, делегатом съездов Компартии Узбекистана.

Хабиб Мухамедович Абдуллаев умер 20 июня 1962 г. в расцвете своего творчества.

До последних дней он отдавал свои силы геологической науке, партии и народу. В 1962 г. Постановлением ЦК КП Узбекистана и Совета Министров УзССР имя Х.М.Абдуллаева присвоено Институту геологии АН УзССР. Его именем названы также улицы в г.Ташкенте, г.Оше и районном центре Киргизской ССР - Араване, средняя школа в Избасканском районе Андижанской области УзССР.

Научные труды Х.М.Абдуллаева по теоретическим вопросам рудообразования и петрографии, а также статьи, посвященные вопросам истории, итогам и направлениям развития науки, техники, народного хозяйства, культуры республики, изданные в различные годы его деятельности, пользуются широкой известностью среди научной и партийно-хозяйственной общественности; они собраны и помещены в 7-томник "Собрание сочинений", выпущенный в течение 1964-1969 гг. издательством "Фан" УзССР.

Приведенные в настоящем сборнике статьи сотрудников ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева АН УзССР затрагивают лишь долю вопросов, поднятых Х.М. Абдуллаевым, и свидетельствуют о его многогранной деятельности.

М.А.Ахмеджансв, О.М.Борисов

О ПРИНЦИПЕ ПОДВИЖНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ Х.М.АБДУЛЛАЕВА-
КАК ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Анализируя вопрос о геологическом районировании палеозойских горных сооружений Тянь-Шаня и Памира, Х.М.Абдуллаев в монографии "Магматизм и оруденение Средней Азии" писал: "Наличие в недрах Средней Азии богатейших месторождений разнообразных полезных ископаемых и исключительная сложность ее геологического строения требуют от исследователей поставить в центр внимания разработку наиболее совершенных схем геологического районирования Средней Азии, отражающих специфику отдельных ее территорий" (3, стр.13). Он подчеркивал, что "Геологам Средней Азии необходима такая схема, где были отражены как тектонические и стратиграфические, так и петрографические и прочие особенности, на базе которых можно решать задачи металлогении". Подобная схема должна быть, по его мысли, схемой геологической.

К 1960 г. Х.М.Абдуллаев не выработал еще общегеологического принципа районирования, поэтому, несколько модернизировав схемы Д.В.Наливкина, В.И.Попова и Н.М.Синицына (построенные по разным принципам), предложил горные участки Тянь-Шаня подразделить на 4 зоны - Северную, Центральную, Западную и Южную, а Памир - на 3 зоны - Северную, Центральную и Южную (по существу на орогеологические единицы). Он считал, что "...эта схема окажется полезной при создании более совершенной схемы районирования" (стр. 15), подчеркнув ее предварительный характер.

Через год после написания монографии, в процессе работы над классификацией рудно-петрографических провинций мира, Х.М.Абдуллаев предложил в качестве нового генетического принципа выделения территорий относитель-

ную подвижность отдельных участков земной коры в течение определенного отрезка времени (1969). В 1961 г. им было уточнено понятие подвижности, которая, по его мнению, "представляет собой неотъемлемое качество любого участка земной коры, характеризующее интенсивность различных форм движения в течение того или иного отрезка времени. Подвижность, являясь постоянным качеством территории (так как любой участок земной коры в постоянном движении и развитии непрерывно меняется во времени и пространстве), обуславливается совокупностью как внутренних, так и внешних (космических) причин.

Следовательно, под подвижностью мы понимаем такое состояние территории, с которым связаны все геологические процессы и прежде всего металлогенические, с активным проявлением подвижности связана металлогеническая специализация территории. Поэтому о подвижности можно судить по характеру осадконакопления, магматизма, тектогенезу и рудообразованию" (стр. 36, 4).

Развивая свои представления, Х.М.Абдуллаев отмечает, что "...единный принцип - подвижность территории - рассматривается нами в 3 аспектах: 1) в масштабе - структурно-геологические и тектоно-магматические комплексы и петро-металлогенические ряды со структурными условиями их развития; 2) в пространстве - планетарный региональный и местный; 3) во времени - мегацикл, цикл, этап" (стр.35).

В классификации Х.М.Абдуллаева принцип масштабности нашел отражение в виде 3 групп территорий.

1. Структурно-геологические зоны - крупные по размерам участки земной коры, соответствующие платформам и подвижным поясам с продолжительностью развития в I мегацикл.

2. Рудно-петрографические провинции - совпадающие с отдельными крупными структурами платформ (антеклизы, синеклизы) и подвижных поясов (геосинклинали, срединные массивы и др.), созданные в течение I (или нескольких) тектоно-магматического цикла.

3. Рудные районы – мелкие по размерам территории со своими структурами и петрометаллогеническими рядами пород и месторождений, созданных в течение I (или нескольких) этапов тектоно-магматического цикла.

На базе принципа подвижности Х.М.Абдуллаевым была предложена общая схема классификации рудно-петрографических провинций (2), на основе которой были выделены и описаны рудно-петрографические провинции СССР (3) и Южной Америки (10).

Более полная характеристика структурно-геологических зон рудно-петрографических провинций и рудных районов с конкретными описаниями примеров была приведена Х.М.Абдуллаевым в монографии "Рудно-петрографические принципы и вопросы их классификации" (4), позднее переизданной (1965).

Применение единого принципа подвижности для разных по масштабу территорий явилось качественно новым подходом в выделении и классификации металлогенических единиц. На страницах "Узбекского геологического журнала" этот принцип дискуссировался в статьях А.А.Малахова, В.И.Смирнова, Г.А.Твадчрелидзе, Д.С.Харкевича, Н.А.Беляевского, О.М.Борисова и др.

В процессе дальнейшей работы по геологическому районированию Средней Азии вновь подчеркивалась важность применения принципа подвижности к различным по масштабу единицам территорий и указывалось, что "только при условии систематизации на основе единого принципа можно сопоставить выделенные единицы, выявить их общие и частные особенности, выяснить генетический смысл выделенного типа территории и роль того или иного процесса в его формировании" (стр.239). И далее: "Единство принципа отражает диалектическое единство материального мира, общие законы которого одинаковы для любой его части, тектогенез, литогенез, магматизм и рудогенез, являясь внешними формами проявления развития материи земли, т.е. порожд-

денными единой причиной, не могут не находиться в тесной связи и взаимообусловленности. Следовательно, изменение характера одной из этих форм ведет к закономерному изменению других" (стр. 237, 5).

В данной работе уже на основе единого принципа были выделены территории I порядка – геоструктурные области (платформы и складчатые пояса), II порядка – геоструктурные зоны (каледониды, герциниды, альпиды), III порядка – геоструктурные подзоны (геосинклинали и срединные массивы) и IV порядка – геоструктурные районы (антиклинории, синклинории и т.п.). Таким образом, была заложена основа геологического районирования Средней Азии, в основных чертах оставшаяся неизменной и до сего времени.

В процессе работы над классификацией Х.М.Абдуллаев подчеркнул, что определенный тип рудообразования должен находиться в соответствующем соотношении со структурами, литогенезом и магматизмом. Однако для ряда провинций выявилось несоответствие между высокой магма-металлогенической активностью и структурными формами (Китайская платформа, срединные массивы, ряд консолидированных зон). В связи с этим Х.М.Абдуллаев предложил отмечать явления наложенной активизации, выделяя их в особые рудные районы. Для зон активизации им были выделены специфичные петрометаллогенические ряды, формирующиеся в условиях геосинклинального режима (1961).

Х.М.Абдуллаев подчеркнул значение процессов наложенной активизации и выделил самостоятельные рудно-петрографические провинции с однократной и многократной активизацией, но в Средней Азии на данное явление исследователи обратили внимание лишь в последние годы.

Продолжая развивать идею Х.М.Абдуллаева о наложенной активизации, О.М.Борисов и Д.Н.Лорджипанидзе (5) показали, что активизированные области являются местами развития рудных месторождений свинца,

цинка, золота, меди, серебра, висмута, молибдена, олова и других редких и рассеянных элементов. Ими были выделены зоны с фронтальной и тыловой активизацией, отличающиеся характером развития и металлогенией.

Возникла существенная необходимость отделения районов с наложенной активизацией от районов с собственным ходом развития. Подобная работа проводилась нами в течение последнего десятилетия (1964, 1967, 1968, 1969, 1970), в связи с чем были внесены существенные дополнения в схему геологического районирования. В частности, были разработаны методы расчленения осадочных и вулканогенных пород на структурные этажи и ярусы и выделены типы разрезов (5). Было показано, что Каракумо-Таджикский структурный элемент относится не к срединному массиву или их сообществу, а является активизированным выступом Русской платформы. В его пределах, а также внутри Курамино-Ферганского срединного массива были выделены наложенные вулканические дуги и аралы, районы тектоно-магматической активизации, наложенные пригеосинклинальные и краевые (передовые и тыльные) прогибы и т.п.

Наличие собственно герцинских геосинклиналей и жестких активизированных участков поставило необходимость выделения собственно геосинклинальных петрометаллогенических рядов и рядов пород и месторождений, обязанных наложенным процессам.

Материалы по строению, составу погребенных палеозойских обрывов (по данным буровых скважин и геофизических исследований) и их увязка с выходами палеозойских позволили наметить новую схему геологического районирования Средней Азии (рисунок).

Наиболее крупным тектоническим элементом земной коры Средней Азии является Каракумо-Таджикский активизированный выступ платформы (параплатформы, в понимании В.В.Белоусова), который на северо-западе - через Предкавказье - соединяется с Украинским кристаллическим мас-

сивом, а на востоке — через Алайскую долину — с Таримским массивом. Этот структурный элемент является естественно-исторической границей двух геосинклинально-складчатых поясов — каледоно-герцинского Урало-Монгольского (на севере) и герцинско-альпийского Средиземноморского (на юге). От первого он отделяется Маныч-Мангышлак-Южно-Тяньшанским глубинным разломом, от второго — Копетдаг-Памирским (Среднеазиатским).

1542
Характерная особенность Каракумо-Таджикского выступа платформы — четкое двучленное строение: фундамент и чехол. Фундамент обнажается в Каратегине, ЮЗ Гиссара и Краснодарском п-ве и вскрыт скважинами в Бухаро-Газлинском районе, Каракумском и Карабогазгольском сводах. Везде он сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, амфиболитами и гранито-гнейсами с телами гранитоидов, возраст которых архейский на основании определения их в Гармском блоке изохронно-свинцовым методом в 2,5–2,9 млрд. лет (I3).

Внутренняя структура фундамента образована системой куполовидно-брахиформных структур, осложненных изоклинальными складками и складками пластичного течения, характерных для первичных протогеосинклиналей земной коры.

Чехол Каракумо-Таджикского выступа представлен палеозойско-мезо-кайнозойскими карбонатно-терригенными отложениями мощностью до 8000 м (без учета орогенных формаций неогена и четвертичного времени). Палеозойские отложения, как известно, относились к складчатому фундаменту. Однако слабая степень дислоцированности и метаморфизма пород, близость физико-механических свойств их к породам мезозоя и их литолого-формационный состав позволили нам отнести их к платформенному типу осадков. Необходимо напомнить, что пермо-триасовые отложения и в прошлом многими исследователями относились к образованиям промежуточного структурного этажа платформенного типа (Борисов, Бабаев, Васильев, Калинин и др.), а в послед-



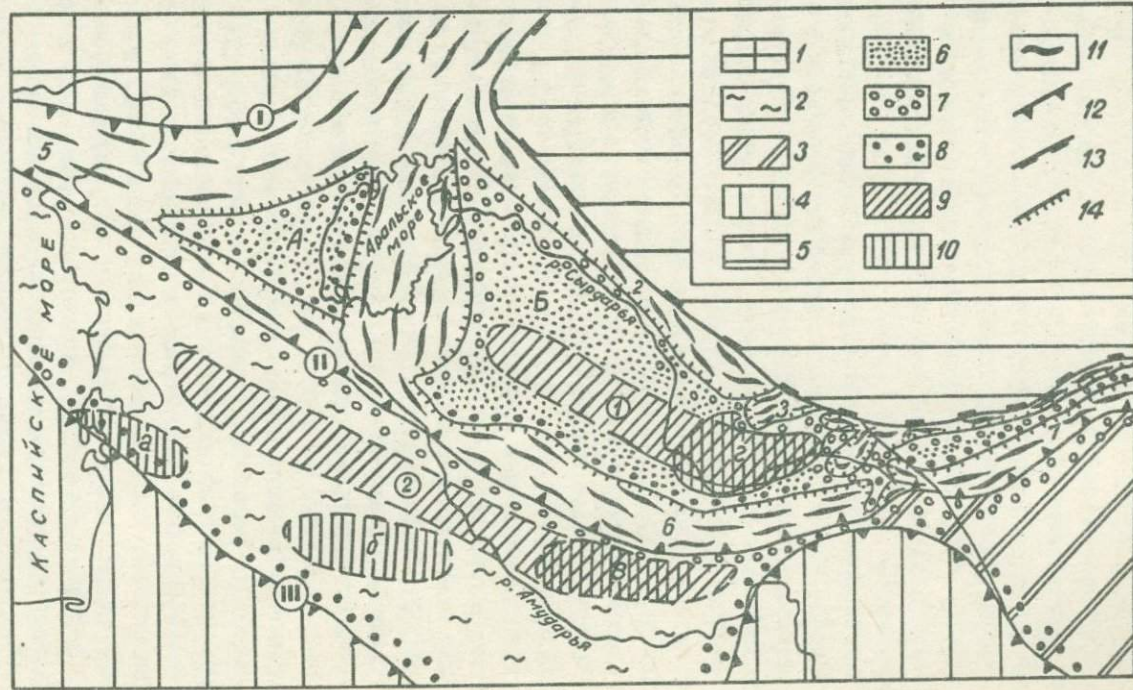


Рис. I. Схема геологического районирования Средней Азии (к концу герцинского цикла):

Структурные элементы I порядка: I - Прикаспийская краевая синеклиза; 2 - Каракумо-Таджикская активизированная параплатформа; 3 - Таримский массив.

Структурные элементы II порядка: 4 - Средиземноморский герцинско-альпийский подвижный пояс.

Структурные элементы Урало-Монгольского каледоно-герцинского складчатого пояса: 5 - Казахстанская каледонская зона; 6-I - Урало-Тяньшанская герцинская зона; 6 - срединномассивный тип разреза срединных массивов (А-Северо-Устюртский, Б-Кураминско-Ферганский); 7-передовые краевые системы; 8-тыльные краевые системы; 9-внегеосинклинальные карбоновые вулканические дуги (I-Кызылкумо-Ферганская, 2-Каракумо-Гиссарская); I0-внегеосинклинальная пермская Среднеазиатская вулканическая дуга (вулканические ареалы: а-Красноводский, б-Дарвазский, в-Гиссарский; 4-Каржантау-Кураминский); II-герцинские геосинклинально-складчатые подзоны (I-Уральская, 2-Большокаратауская, 3-Чаткальская, 4-Нарынская, 5-Донбасская, 6-Южно-Тяньшанская, 7-Кокшаалская).

Региональные глубинные разломы: I2-I порядка (I-Донбассо-Уральский, II-Мангышлак-Южотяньшанский, III-Среднеазиатский), I3 - II порядка ("Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня"), I4 - III порядка.

ние годы к этому же этажу причленили отложения карбона (Бакиров, Таль-Вирский, Князев, Гаврилов, Дикенштейн, Кравченко и др.). Таким образом, развиваемое нами с 1965 г. представление о платформенном характере осадков палеозоя на данной территории находит все более широкое признание.

В настоящее время целесообразно выделение 3 структурно-формационных типов разрезов палеозойских образований: краевых систем, наложенных вулканических дуг и собственно платформенного.

С юга и севера располагаются краевые системы, возникновение которых обязано активному воздействию геосинклиналей на жесткую раму с образованием длительно развивающихся прогибов. На севере нами выделяются герцинский Маныч-Мангышлак-Гиссарский, а на юге — герцинско-альпийский Предкопетдаг-Предпамирский краевые системы. Формации и структуры их являются промежуточными между геосинклинальными и платформенными типами. На первых этапах ($D_2e_2 - C_2$) возникают пригеосинклинальные бассейны с терригенно-карбонатными и флишеидными формациями, а после периода инверсии геосинклинального прогиба ($C_3 - T_1$) здесь возникают передовые или тыловые прогибы с накоплением нижней и верхней молассовых формаций. Складки здесь преимущественно прерывистого типа с надвигами и шарьяжами, нередко прорванные телами гранитоидов. Здесь же характерно наличие трубок взрывов базальтоидов, типичных для платформ (Баратов, Мушкин, Кухтиков).

Между этими двумя краевыми системами развит платформенный тип разреза палеозоя. Здесь непосредственно на архейский фундамент залегают карбонатно-терригенные отложения нижнего карбона, которые выше сменяются преимущественно терригенными формациями среднего-верхнего карбона и перми. Структура представлена спокойными пологими складками большого радиуса. Гранитоидный магматизм практически отсутствует.

В полосе от Красноводского п-ва через Дарвезу до Гиссара в виде ареалов развит третий тип разреза. Он

представлен преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями среднего и кислого составов карбона и перми, сопровождающимися жерловыми субвулканическими телами, а также петрохимически сходными массивами гранитоидов. Преобладающая структура горсто-грабеновая с наложенными вулканотектоническими депрессиями и кальдерами обрушения.

Особенности строения и состава позволили объединить вулканические ареалы в единую вулканическую дугу, названную нами Среднеазиатской. Ее возникновение объясняется активизацией жесткого основания со стороны смежных герцинских геосинклиналей. Они являются секущими и наложенными структурами и в последние годы описаны в Забайкалье и на Китайской платформе.

Жесткость данной территории находит отражение не только в пологой брахиформной складчатости отложений чехла, но и в наличии крупных блоков — геотектонических секторов. Границы их — долгоживущие и конседиментационно развивающиеся разломы, отраженные в чехле флексурами или флексуриносбросовыми зонами и антиклинальными поднятиями.

В целом Каракумо-Таджикский выступ платформы — относительно жесткий структурный элемент земной коры Средней Азии. Основная консолидация его прошла в архее, в протерозое он являлся областью денудации и только в среднем палеозое здесь начал формироваться платформенный чехол. Некоторые черты его "геосинклинальности" обусловлены активизацией со стороны смежных геосинклинальных поясов — Урало-Монгольского и Средиземноморского.

В пределах Урало-Монгольского пояса зоны каледонид и герцинид являются структурами II порядка.

Нами рассматривается среднеазиатская часть Урало-Тяньшанской герцинской складчатой зоны. Она представляет собой подвижный участок земной коры, заложившейся на месте раздробленной протерозойской платформы и перешедшей в геовантиклинальную стадию развития в карбоне.

Урало-Тяньшанская складчатая зона представляет собой сочетание линейновытянутых мегантиклинорий и широких и довольно пологих мегасинклинорий (структуры III порядка),

каждая из которых представляет обособленную структурную подзону.

Северная ветвь геосинклинальных сооружений (Большо-каратауская, Чаткальская и Нарынская подзоны) с юга окаймляют каледониды Северного Тянь-Шаня. Здесь геосинклинальный режим заложился в среднем-верхнем девоне на месте передовых прогибов каледонид. По своему режиму — это типичные миеосинклинали.

Разрез этих подзон начинается с несогласно залегающих на рифейском кристаллическом основании тиллито-подобных песчано-конгломератовых толщ венда, которые выше сменяются песчано-сланцевыми образованиями кембрия-ордовика (около 2000 м). Герцинский этаж характеризуется широким развитием карбонатных отложений верхнего девона и нижнего карбона и незначительным — терригенных пород франского яруса верхнего девона (красноцветные песчаники) и намюра. Специфической чертой его является почти полное отсутствие верхнепалеозойских отложений.

Крупные тела гранитоидов карбонового возраста характерны только для Чаткальской подзоны, тогда как по окраинам других подзон отмечаются небольшие тела гипербазитов (Таласс, Атойнак) среднего карбона.

Каледонский этаж обладает простыми прерывистыми складками с пологими крыльями. Герцинский этаж характеризуется развитием простых линейных складок, перекрещивающихся с каледонскими под углом в 20–30°.

Южная ветвь мегантиклинорий (Кокшаальская и Южно-тяньшанская подзоны и, вероятно, район Бузачи-Центрального Устурта) характеризуется сочетанием линейновытянутых систем антиклинорий (обычно веерообразных) и узких грабенообразных синклинорий, осложненных крупными надвигами, амплитудой до 1–3 км.

Отложения каледонского цикла представлены терригенно-карбонатными флишами общей мощностью до 6 км, накопление которых происходило во внутриконтинентальных прогибах. В герцинский цикл эти участки приобретают характерные черты миогеосинклиналей: здесь накапливаются вначале терригенно-карбонатные и флишевые отложения девона-среднего карбона. Инверсия, формирование складчатых структур и внедрение крупных массивов гранитоидов падают на средний-верхний карбон. В пермско-нижнетриасовый период возникают горные сооружения, по окраинам которых образуются передовые прогибы, выполненные молассаами. Следовательно, в геосинклинальных подзонах основная консолидация обязана герцинскому тектоническому циклу и поэтому в них отложения палеозоя по отношению к мезозойскому чехлу являются фундаментом.

Между двумя ветвями мегантиклинорийевых структур (миогеосинклиналей) располагается крупный Курамино-Ферганский срединный массив. Особенности внутреннего строения и состава обусловлены жесткостью допалеозойского фундамента, который в результате активного воздействия окружающих его геосинклиналей, подвергся дроблению: отдельные крупные блоки его имели свои специфические черты развития (Кассанский, Ферганский, Кураминский, Букантауский и другие геотектонические секторы).

Докембрийские образования обнажаются в Букантау, Кассане, Карачатыре и широкие поля их фиксируются данными геофизики в Северных Кызылжумах под отложениями мезо-кайнозоя. Они разделяются на геосинклинально-складчатый фундамент архейско-нижнепротерозейского (?) возраста (кристаллические и слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты, гнейсы) и рифейско-вендский платформенный чехол (с редкими прослоями доломитов и вулканитов).

К данному же чехлу относятся отложения палеозоя, которые конформно дислоцированы с рифей-вендскими породами.

В каледонский цикл развития большая часть территории представляла область поднятия и только по окраинам его

накапливались терригенные эпиконтинентальные осадки прибрежно-морской фации. В верхнем силуре - нижнем девоне от Писталитау до Босбутау располагалась наземная вулканическая дуга, где накапливались туфы и игнимбриты среднего и кислого составов.

Отложения герцинского цикла развития по строению и составу делятся на 3 типа разрезов: краевых систем, наложенных вулканических дуг и собственно срединномассивный.

Краевые системы (Тамдынско-Карачатырская, Предкара-тауская, Предчатакская, Восточно-Ферганская и др.) - наложенно-резонансные структуры, возникшие в связи с воздействием герцинских геосинклиналей на окраинные части Курамино-Ферганского срединного массива.

В первую половину цикла ($D_2e_2 - C_2$) в пригеосинклинальных бассейнах накапливались терригенные и карбонатные грубоослоистые и флишеидные формации и формации грубого флиша, а во вторую половину цикла ($C_3 - T_1$) - молассы. По зонам разломов имеются излияния лав основного состава и внедрение тел основного - ультраосновного состава (C_{1-2}) и реже - тела телеорогенных гранитоидов (C_3). Структура представлена системой килевидных прерывистых брахиструктур, наложенными мульдами и взбросо-надвигами и шарьяжами.

Вулканодуговой тип разреза является наложенным и "чуждым" по отношению к срединномассивному. Вулканическая дуга протягивается из Северных Кызылкумов через Кармазар в западную часть Ферганской долины. В ее составе преобладают андезитовые и андезито-липаритовые формации карбона и липаритовые формации перми, сопровождаемые жерловыми и субвулканическими телами. Характерно наличие лакколлитов гранитоидного состава, наиболее крупные тела которых были сформированы в карбоне. Складчато-блоковая структура сочетается с наложенными конседиментационными мульдами и вулканотектоническими депрессиями.

Срединномассивный тип разреза начинается базальной красноцветной аркозовой конгломерато-песчаниковой форма-

цией, которая сменяется ангидрито-доломитовой, доломито-известняковой (D_{2-3}) и кремнисто-доломито-известняковой (C_1). Выше следует мелководная известково-терриганная формация (C_2) и внутриравнинная автохтонная моласса (C_3) суммарной мощностью до 7000 м. Для ряда участков известны базальтовые трубки взрывов и тела основного состава (C_1). По окраинам срединного массива имеются батолитоподобные телеорогенные тела гранитоидов (C_3).

Основная складчатая форма — система кулисообразно-расположенных крупных брахискладок (протяжением до 30–60 км, при ширине в 3–10 км), возникших в верхнекарбоновое время. В верхнем палеозое уже преобладали блоковые подвижки, в связи с чем возникла сложная мозаичная блоково-складчатая структура. По-видимому, подобным жестким массивом является и территория Северного Устюрта: наличием массива объясняется виргация структур Урала, Донбасса и Южного Тянь-Шаня.

Согласно идее Х.М.Абдуллаева, приведенное нами районирование по масштабу соответствует рудно-петрографическим провинциям. Дальнейшее расчленение основных выделенных структур на более мелкие подразделения на основе принципа подвижности может дать геологическую основу для рудных районов.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
2. А б д у л л а е в Х. М. Опыт классификации рудно-петрографических провинций, "Узб. геол. ж.", 1959, № 4.
3. А б д у л л а е в Х. М., Б о р и с о в О. М., Д о р д - к и п а н и д з е Л. Н. Главнейшие рудно-петрографические провинции СССР, "Узб. геол. ж.", 1960, № 3.
4. А б д у л л а е в Х. М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации, М., 1964.

5. А б д у л л а е в Х.М., Б о р и с о в О.М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых, Сб. "Методика составления металлогенических карт", Ташкент, Изд-во "Наука", 1964.
6. А х м е д ж а н о в М.А., Б о р и с о в О.М. Ф у з а и л о в И.А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана (Западный Узбекистан), Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1967.
7. А х м е д ж а н о в М.А., А р и п о в А. А., Б о р и с о в О.М., К у р б а н и я з о в К.К. Сочленение структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
8. А х м е д ж а н о в М.А., Б о р и с о в О.М. Принципы составления карт структурных ярусов, Сб. "Методика составления металлогенических карт", Ташкент, Изд-во "Наука", 1964.
9. А х м е д ж а н о в М.А., Б о р и с о в О.М. Состав и строение палеозойского фундамента Средней Азии. Сб. "Орогенические пояса", Доклады сов.геологов на XXIV МГК, М., Изд-во "Наука", 1968.
10. Б о р и с о в О.М., Л о р д к и п а н и д з е Л.Н. Рудно-петрографическая провинция Южной Америки, "Узб.геол.ж.", 1962, № 5.
11. Б о р и с о в О.М., Л о р д к и п а н и д з е Л.Н. Роль процессов "наложенной" активизации в развитии земной коры. Сб. "Геология и полезные ископаемые Узбекистана", Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
12. Б о р и с о в О.М., Л о р д к и п а н и д з е Л.Н. О масштабности структур земной коры, "Узб.геол.ж.", 1963, № 3.
13. Коллектив авторов. Глубинное строение земной коры территории Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.

Л. Н. Лордкипанидзе

СТРУКТУРНЫЙ (ТЕКТОНИЧЕСКИЙ) ЭЛЕМЕНТ В МЕТАЛЛО-
ГЕНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ Х. М. АБДУЛЛАЕВА

26-летний творческий путь Х. М. Абдуллаева (конец 30-х и начало 60-х гг.) всесторонне охватывает изучение процессов рудообразования в их связи с различными геологическими факторами. Это путь изучения геологии от отдельных месторождений, геологических перспектив определенных типов оруденения до крупных металлогенических обобщений, создания классификации структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов в мировом масштабе.

Проанализировав все работы Х. М. Абдуллаева с позиций выявления роли структур в формировании и размещении оруденения, можно выделить 3 этапа в его творчестве.

Первый этап охватывает предвоенные и военные годы и первую послевоенную пятилетку. Эти годы посвящены изучению шеелитовых, железорудных и других месторождений Средней Азии, выяснению структурных условий и форм залегания скарновых тел. Было отмечено, что скарны Тянь-Шаня в большинстве случаев локализируются в крыльях антиклинальных структур, реже синклинальных (Зарафшанский синклиорий, синклиналь Чалай-Сонкульского района). Наиболее важной структурой, контролирующей оруденение, считалась структура контакта изверженных пород с осадочными, меньшее значение отводилось межпластовым отслоениям, секущим трещинам и зонам разломов.

При описании геологии скарнов выяснялись соотношения во времени возникновения складчатых, дизъюнктивных структур и внедрения магмы, увязка магматических пород с определенными тектоническими фазами. Отмечалась тесная связь этих явлений, влияние магмы в некоторых случаях на формирование структур (1947, стр. 83).

Проводилось сравнение скарновых полей по отдельным хребтам внутри Тянь-Шаня со скарнами Урала, Кузнецкого Алатау, Питкаранта, Бразилии, Калифорнии. В работе 1941 г. отмечалось сходство скарнов Южного Урала с северокиргизскими типами и отличие их от нуратинского и зарафшанского типов (т. I, стр. 137). Таким образом, в эти годы обобщалась вся литература по геологии Средней Азии, сравнение же месторождений проводилось без особой увязки с региональными структурами.

Второй этап в творчестве Х.М. Абдуллаева открывает его очерк по металлогении Средней Азии и завершает монография по дайкам (первая половина 50-х г.). Это этап критического пересмотра некоторых общих вопросов теории рудообразования и, в частности, значения структурно-геологических факторов в пространственном распределении оруденения и высказывания своих взглядов на строение Тянь-Шаня.

В работах второго этапа развиваются ранее высказанные им представления о значении складчатых и разрывных структур, обращается внимание на тектоническую обстановку в период становления и кристаллизации интрузива. Рассмотрение среди региональных геолого-структурных факторов основных структур земной коры — это самое главное.

Под общими геоструктурными элементами, как Абдуллаев их называл, понимались платформы (первоначально щиты рассматривались самостоятельно), геосинклинали и промежуточные формы. Подчеркивая важность вывода А.Д. Архангельского о том, что ни геосинклинальные, ни платформенные области не представляют собой чего-либо постоянного и соотношения между ними могут меняться, Абдуллаев указывал на необходимость учета развития геологических (тектонических, I) структур в определенные геологические эпохи (1954). Он обращал внимание на высказывания Ф.Ю. Левинсон-Лессинга о наличии временных кратогенов, т.е. кратогеновых фаз орогена. Считается, что геосинклинальные области в процессе складчатости превращаются в складчатые, переходному периоду соот-

ветствуют переходные структуры, предваряющие превращение геосинклиналей в платформу и характеризующиеся щелочными породами.

Уделено внимание отличию магматизма и оруденения платформ от геосинклиналей: траппы, к интрузивному циклу которых относились дополиты типа Сёдбери, щелочные породы, гранитизация на щитах; 3 типа условий геологической среды на платформах—Русской, района Никитовки в Донбассе, Алданской плиты.

Для геосинклиналей характерны в большей мере процессы ассимиляции и гибридизма, множество фаз магматизма и рудообразования, оруденение рассеяно и не образует таких высоких концентраций, как на щитах.

Отличие платформ от геосинклиналей в металлогении обусловлено преобладанием разного типа магм: основных на платформах и кислых в геосинклиналях. Однако Х.М.Абдуллаев отмечает один и тот же спектр металлов в месторождениях этих крупных геологических структур. Так, и в тех, и в других известны концентрации золота, кварцево-грейзеновая формация (Нигерия и Бирмо-Малайский архипелаг) и т.д.

Большое значение придается изучению стадийности развития геосинклиналей, выделению в них ранних, средних и поздних стадий. Однако конкретное применение теоретических представлений об основных структурах территории Тянь-Шаня носило у Абдуллаева в эти годы пассивный характер. Так, им принималось существующее среди геологов, изучающих Северный Тянь-Шань, представление о формировании здесь средне- и верхнепалеозойской платформы (1949). Преимущественно же Тянь-Шань рассматривался как геосинклиналь- складчатая область — ороген.

Активные исследования проводились по определению границ Тянь-Шаня и выделению в его пределах металлогенических областей. Касаясь спорного вопроса о границе Тяньшанских горных сооружений с Памиром, Абдуллаев указывал на отсутствие геологических данных для отрыва Алай-Туркестанских и Зерафшано-Гиссарских систем от Тянь-Шаня. Он доказывает

целесообразность разделения советской части Тянь-Шаня на 3 металлогенические области: Северный, Центральный и Южный Тянь-Шань. Составляется сводная геологическая карта палеозойских горных сооружений Средней Азии.

При разборе связи магматизма и оруденения со складчатými структурами и разломами предпочтение отдавалось первым. Отмечалась их тесная сопряженность во времени. При развитии складок в осадочной толще в движение вовлекается и жидкая магма. Почти все фазы тектонических движений сопровождаются магматической деятельностью. Изменение складок с глубиной способствовало изменению характера магматических пород и металлогении. По-прежнему подчеркивается приуроченность интрузий и оруденения к антиклинориевым структурам (четвертый критерий генетической связи, 1950, 1954). В синклиналиях могут встречаться только низкотемпературные месторождения. Эти высказывания подверглись критике со стороны Н.П.Васильковского и других исследователей.

Подчеркивая связь магматических и постмагматических процессов с формированием разрывных структур и признавая большое значение "важнейшей структурной линии" в развитии геологической истории Тянь-Шаня, Абдуллаев предостерегал от переоценки роли разломов для высокотемпературных месторождений. Для них большее значение имеет мелкая трещиноватость контактовой зоны. Гидротермальные месторождения среднеудаленных зон в своем пространственном распределении подчиняются локальным ответвлениям крупных разломов. Последние же играют значительную роль только в случае низкотемпературных месторождений. Он подчеркивал изменение роли разрывных структур не только в пространстве, но и во времени: раннему этапу постмагматического процесса соответствует развитие сколовых и реже разрывных трещин в интрузивах (локализация пегматитов) или зоны дробления на контактах (скарнообразование); на более поздних этапах разрывные локализируются в породах кровли.

Детальное изучение и возрастное расчленение даек (1957) позволило проследить изменения различных структурных элементов, прежде всего, историю развития разрывных нарушений. В большинстве случаев они формируются в течение длительного периода. В последовательно образующихся трещинах размещаются различные по составу дайки. Так, в Западном Узбекистане аплиты, пегматиты и кварцевые жилы локализируются в последовательно формирующихся структурах. В зависимости от структурных условий, определяющих морфогенетические особенности, выделено 7 групп дайковых образований (т. IУ, стр. 95-96).

Разбор имеющихся данных позволил Х.М.Абдуллаеву сделать вывод о непрерывно-прерывистом характере геотектонического процесса, с которым связана глубинная специализация магмы, обуславливающая изменение магматизма во времени, непрерывно-прерывистый характер постмагматических процессов. С другой стороны, тектонические напряжения, а следовательно и плоскости деформации изменяются в течение магматического и постмагматического процесса (т. III, стр. 237).

Из-за отсутствия классификации разломов Абдуллаев был вынужден пользоваться своей "примитивной", по мнению отдельных исследователей, но столь необходимой для металлогенических исследований того времени классификацией. В Тянь-Шане он выделял по величине разломы четырех порядков (1949, 1954): I - протяжением на сотни км (Таласо-Ферганский); II - до сотни км (Железный), III - мелкие дизъюнктивы до 10 км и IV - трещины на контактах до 2 км.

Следует отметить, что Х.М.Абдуллаев неоднократно подчеркивал неудовлетворительное состояние тектонических вопросов, необходимых для металлогенических исследований. "Вообще следует указать, что у геологов нет определенного мнения о характере глубинных структур и глубинных разломов. Это, безусловно, влияет на решение вопросов металлогении, особенно на трактовку роли указанных структур в металлогении" (т. III, стр. III). Вот почему своим ученикам

он предлагает выяснить представления о геосинклиналях (О.М.Борисов), платформах (Л.Н.Лордкипанидзе), изучить разломы (А.А.Хлобустов, Р.А.Садиков, Д.Якубов).

Третий этап охватывает последний и самый продуктивный период деятельности Х.М.Абдуллаева, к которому относятся материалы 3 совещаний (в Ташкенте, Алма-Ате, Киеве), посвященных вопросам петрологии и металлогении, и разработка классификации рудно-петрографических провинций. Это этап конкретного применения к территории Средней Азии всего теоретического материала, накопленного геологами Советского Союза и зарубежных стран.

Попытка выделения этапов развития геосинклинального магматизма в Средней Азии показала, что ни в одном районе не наблюдаются все 5 этапов, предлагаемых схемой ВСЕГЕИ. Особенно слабо представлены ранние этапы. Анализ фактического материала позволил Абдуллаеву выступить с критикой данной схемы и предложить дальнейшую ее разработку с учетом полицикличности, неоднократного повторения магматических и рудных комплексов одних и тех же этапов.

С этих позиций создается новая схема геологического районирования единой мобильной зоны Тянь-Шаня и Памира, отражающая распределение тектоно-магматических комплексов и в пределах выделенных 7 структурно-геологических зон: Северного, Центрального, Западного (с Чаткальской и Кураминской подзонами) и Южного Тянь-Шаня (с Туркестано-Алайской и Гиссарской подзонами); Северного, Центрального и Южного Памира (1960).

Ход геологического развития всей Средней Азии связывается с последовательным наращиванием древнего континента Ангары каледонско-раннегерцинскими, герцинскими и мезозойскими складчатыми областями. В соответствии с этим происходит каскадное развитие магматизма и металлогении. Основная масса промышленных концентраций полиметаллов и флюоритов Средней Азии связана с постскладчатыми стадиями.

Геосинклиналь Северного Тянь-Шаня закончила свое существование после каледонской складчатости, дальнейшее ее развитие протекало в антиклинальных условиях. На полный цикл каледонского магматизма накладывается локально выраженный герцинский.

Геосинклинальные условия в Центральной, Западной и Южной зонах Тянь-Шаня сохранялись в течение всего палеозоя. В пределах этой геосинклинали выделялись внутренняя, внешняя зоны и Кураминский срединный массив. В его состав входит и Фергана, отделенная от внутренней зоны глубинным разломом с интрузиями гипербазитов, образующих узкую прерывистую полосу, протягивающуюся через северную ветвь Нуратинских гор, Тамды и Султанкуздага до урала. Если на Урале развиты все этапы геосинклинального магматизма, то в Алае поздние этапы отсутствуют. В Кураме и Южном Гиссаре преобладают магматические образования средних, поздних и конечных этапов, обуславливая сходство этих районов в металлогеническом отношении.

Северная зона Памира представляет собой зону развития палеозойской складчатости с наложенной мезозойской складчатостью, магматизмом и металлогенией. Два полных магматических цикла в Центральной зоне свидетельствуют о двукратном повторении геосинклинального режима. В южной зоне на докаледонское развитие наложился неполный альпийский цикл. Таким образом, учтены многоступенчатость и полнота развития, связанные с наложением разновозрастных процессов.

Впервые выделяются зоны развития эпипалеозойских платформ с мощными покровами мезо-кайнозойских осадков, охватывающие западную часть Средней Азии и межгорные депрессии Тянь-Шаня и Памира. В этом, очевидно, сказалось влияние вышедших в эти годы двух тектонических карт под редакцией Н.С.Шатского, крупной монографии Б.А.Петрушевского и других работ, рассматривающих Среднюю Азию как эпипалеозойскую или эпигерцинскую платформу.

но ондокоп
кеды (васонд
эфтеки мноэ вин

В последующих работах Х.М.Абдуллаев подчеркивает, что равнинные части консолидированных областей Средней Азии по истории геологического развития и строению ничем особенно не отличаются от горных сооружений, хотя и имеют двухъярусное строение. Поэтому считается неверным применение к ним термина эпипалеозойские платформы. За неимением подходящего термина платформа для подобных территорий употребляется им в кавычках. Согласно Абдуллаеву, термин платформа должен быть сохранен только для их древних предшественников.

Завершает этот этап исследований монография о рудно-петрографических провинциях и вопросах их классификации (1964), в которой рассматриваются именно региональные вопросы проблемы взаимосвязи магматизма и рудообразования и их зависимость от структурных условий развития территорий. Полагая, что в основе современной металлогении должно лежать учение о структурно-геологических зонах, рудно-петрографических провинциях и рудных районах и отмечая, что существующие тектонические подразделения земной коры на структурные единицы не могут полностью удовлетворить металлогенетические и петрологические исследования, Абдуллаев позволил себе подойти вплотную к выработке понятия о структурно-геологической зоне.

Под структурно-геологической зоной Х.М.Абдуллаев понимает участок древней платформы или области геосинклинального развития с однотипным структурно-геологическим комплексом, сформированным в течение мегацикла. Это понятие генетическое, включающее в себя масштабность и историчность развития. Зона характеризуется структурно-геологическим (структурно-фациальным) комплексом, под которым понимается вся совокупность осадочных, метаморфических, магматических и рудных формаций, отражающих условия развития в платформенной, геосинклинальной или геоантиклинальной стадиях.

На основе принципа относительной подвижности (более подробно он разбирается в статье М.А.Ахмеджанова и О.М.Борисова) выделено 9 типов структурно-геологических зон: пассивные зоны платформ с некоторыми элементами тектонического

оживления, активные зоны платформ; зоны, переходные от платформ к геосинклиналям; платформенные геосинклинали; срединные массивы; зоны палеозойских геосинклиналей (консолидированные геосинклинали); зоны мезозойских геосинклиналей (консолидирующиеся геосинклинали); зоны кайнозойских геосинклиналей (современные геосинклинали); зоны современных геосинклиналей (современные подвижные пояса).

По типу развития выделяются геосинклинали моноциклического (палеозой Южного Тянь-Шаня) и полициклического (Урал) развития; геосинклинали с пассивным (Южный Тянь-Шань в течение мезо-кайнозоя), активным (Северный Тянь-Шань) и полигеосинклинальным (большой Кавказ) развитием; платформы со стабильным и неспокойным развитием, с активным магматизмом и платформенно-геосинклинальным развитием.

Одним из нерешенных вопросов считается переход от геосинклинальной стадии развития к платформенной, роль геосинклинальной (подплатформенной) стадии (1964, стр. 23). Последняя рассматривается Абдуллаевым как переходная стадия во времени и в пространстве. В стадии переходе к платформе находится Тянь-Шань, Урал и др.

Чрезвычайной сложностью данной проблемы можно объяснить то, что у самого Х.М.Абдуллаева этот вопрос тоже не получил достаточной ясности. Не всегда выдерживается принцип, что каждая структура является итогом определенного процесса - стадии. Проскальзывает разрыв этих двух понятий, с явным перевесом в сторону стадии. Так, на стр. 40 подчеркивается расширение в течение рассматриваемого палеозой-мезо-кайнозойского мегацикла площадей с платформенными условиями развития: увеличение роли платформ, срединных массивов. На стр. 33 ясно сказано, что геосинклиналь как структура может существовать также в период платформенного развития. На стр. 110 также отмечается, что она может превратиться в платформу, но при этом не указывается на взаимосвязь этого перехода с заложением нового геосинклинального пояса. Иными словами, учитывая

новый признак платформы^Х как структуры, введенный впервые в мировую литературу Ю.М.Шейнманном в 1959 г., развивается и усиливается вопрос о платформенной стадии, но он еще логически не завершен.

Х.М.Абдуллаев подчеркивал важное значение срединных массивов в процессе развития отдельных геосинклиналей, которые нередко играют решающую роль в развитии структурного плана, магматизма и металлогении. Придавая большое значение тектонике и сожалея, что она "не занимает должного места в исследованиях петрологов и металлогенистов" (1964, стр. 23), он все же не считал магматизм особой формой тектонических движений, как это было у В.В.Белюсова, В.Е.Хаина, а рассматривал их как равноценные формы проявления геологического движения.

Все работы Х.М.Абдуллаева подготовлены на высоком теоретико-философском уровне. Он неизменно пользовался диалектическим методом, которому придавал огромное значение. Все его анализы и выводы проводились в соответствии с основными законами диалектики. Все явления и процессы рассматривались им во взаимной связи и обусловленности, во времени и пространстве.

В его работах были и некоторые упущения. В предисловии ко второму изданию монографии о генетической связи оруденения с интрузиями он писал, что замечания одной группы сводились к тому, что не был принят во внимание фактор времени. "Таким образом, было нарушено одно из важнейших положений диалектического материализма: все зависит от условий, места и времени" (т.Ш, с 1964, стр. 12). Действительно, в первом издании в качестве девятого критерия считалась связь определенных интрузивных и постмагматических комплексов с определенными тектоническими структурами независимо от геологического возраста (1950, стр. 74). Во втором издании эта последняя часть относительно возраста была изъята, а в

Х

Основной признак платформы - несоответствие плана между внутренними структурами ее фундамента и структурами окружающих складчатых поясов.

качестве четвертого пункта методики исследований выдвинуто положение: геологическая среда и интрузивная деятельность изменяется во времени и пространстве. Но нельзя умалять значения первого издания даже в отношении фактора времени. Именно в этой работе говорится не только о металлогенических провинциях, но и об их эпохах.

Работы Х.М.Абдуллаева могут служить примером сознательного, а не формального применения диалектики к изучению природы. Применение этого метода усиливалось от работы к работе и помогало Абдуллаеву доводить поставленные задачи до логического разрешения, давая отпор механистическим концепциям, например о "тектонической машине" Локка, Биллингслея и других.

Х.М.Абдуллаев с большим вниманием относился к работам философского и исторического характера. Достаточно упомянуть его работы о В.А.Обручеве, А.Е.Фарсмани, Баруни. В 1948 г. на расширенном заседании Ученого Совета Института геологии АН УзССР в качестве программы намечено им развитие работ в области истории геологии в институте (работы Л.А.Вайнера и др.) и в республике (работы О.И.Исламова и др.).

Со времени заседания прошло почти четверть века. Многого достигли исследователи института в этой области науки. Под руководством Х.М.Абдуллаева завершена работа по эволюции представлений о платформах. За последнее десятилетие вышли из печати УП томов собрания сочинений Х.М.Абдуллаева, подготовленные сотрудниками Института геологии и геофизики, носящего имя этого выдающегося исследователя. Это замечательное издание, пользующееся большим спросом в нашей стране и за границей (Япония и др.), имеет, по нашему мнению, один существенный недостаток: не указаны годы и места подлинных изданий, что практически не позволяет пользоваться ими историкам науки.

Сотрудники института приняли активное участие в двух Среднеазиатских конференциях по истории естествознания и техники, состоявшихся в Душанбе и Самарканде, и в работе

XIII Международного Конгресса по истории науки. По решению заседания советского подкомитета ИНИГЕО (Международного Конгресса по истории геологических наук), сотрудники института вошли в состав кураторской группы по всему Среднеазиатскому региону.

С именем Х.М.Абдуллаева связана эпоха изучения не только-металлогении, но и всей геологии Средней Азии. Его работы требуют тщательного изучения их и служат прекрасным материалом не только для геологов, но и для историков науки. Разбору его творчества посвящены работы москвичей: доклад Н.А.Беляевского и Н.Г.Беляевской на Самаркандской конференции (1970), уделено внимание в кандидатской диссертации А.М.Сечевицы, посвященной развитию взглядов на природу гидротермальных рудообразующих растворов (1968).

Богатое творческое наследие Х.М.Абдуллаева еще долго будет служить базой для новых теоретических разработок и успешного прогнозирования и освоения минерально-сырьевой базы Средней Азии.

Л и т е р а т у р а

1. Х. М. А б д у л л а е в . Генетическая связь оруденения с интрузиями, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1950.
2. Х. М. А б д у л л а е в . Собрание сочинений, т. I—УП, Ташкент, 1964—1969.
3. Х. М. А б д у л л а е в . Рудно-петрографические провинции, М., 1964.

И.Х.Хамрабаев, Т.Н.Далимов

ФАЦИАЛЬНОСТЬ, ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА И ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Узбекистан — типичная гранитоидная провинция. Это положение вытекает из примерной величины площади, занятой гранитоидами и кислыми вулканитами открытых и закрытых территорий, где они составляют около 1600—1700 км². По мнению большинства исследователей, именно гранитоиды обуславливают металлогенический облик этой территории, поэтому вполне понятен интерес многих геологов и ученых к этим формациям.

Петрология, некоторые петрографо-геохимические особенности гранитоидов и связанных с ними вулканитов отражены во многих работах Х.М.Абдуллаева, И.Х.Хамрабаева, И.М.Исамухамедова, Ф.Ш.Раджабова, И.Е.Сморчкова, И.М.Волевиковой, О.П.Елисеевой, Е.М.Головина, И.М.Мирходжаева, П.Т.Азимова, Ф.А.Аскарлова, О.П.Горьковского, С.М.Бабаходжаева и др. Однако некоторые вопросы, имеющие важное значение для теории, практики и методики магматической геологии, оставались не рассмотренными. К ним отнесены: фациальность (глубинность) интрузивов, формационное расчленение гранитоидов и связь конкретных типов формаций с тектоникой и глубинным строением земной коры тех или иных структурно-формационных зон.

Решение этих вопросов может сыграть важную роль в связи с изучением земной коры и верхней мантии в пределах Узбекистана.

О КРИТЕРИЯХ ФАЦИАЛЬНОСТИ И ФАЦИЯХ ГРАНИТОИДОВ УЗБЕКИСТАНА

Классификация природных объектов, в том числе и фаций, основывается на определенных критериях (признаках).

В данном случае мы полагаем, что условия образования гранитоидов многообразны и зависят иногда от не совсем выясненных критериев. Поэтому и признаков, указывающих на эти условия, должно быть много и они будут увеличиваться по мере накопления данных о свойствах магматических пород.

Критерии фациальности рассматривались в работах М.А.Усова, Ю.А.Кузнецова (11,12), Д.И.Горжевского (8), И.Х.Хамрабаева, Т.Н.Далимова и В.И.Амзенишата (10,22), А.А.Маракушева (15), Л.В.Таусона (20) и др. Критериям фаций вулканитов посвящены исследования Е.Ф.Малеева, К.И.Рудича, И.М.Сперанской, В.С.Жоптева-Дворникова и др.

Попытка классификации фаций гранитоидов Узбекистана привела к необходимости систематизации этих признаков (Хамрабаев и др., 22).

Первая категория признаков отражает форму проявления магматизма и способствует выделению двух комплексов фаций: плутонического и вулканического.

Вторая категория отражает тектонические, структурно-геологические, морфологические признаки гранитоидов и способствует выделению семейств фаций. Необходимо указать, что здесь мы предлагаем ряд новых критериев: характер развития петрогенетических процессов (гранитизации, ассимиляции и ликвации), отношение к вулканизму и др. К этой же категории относятся и геофизические данные: степень намагниченности гранитоидов, плотностные свойства пород.

Третья категория отражает особенности вещественного состава гранитоидов и связанных с ними вулканитов. Здесь рассматриваются: состав, структурно-оптический тип и степень упорядоченности полевых шпатов; состав и железистость темноцветных минералов, содержание в породах связанной воды, дисперсия распределения ряда петрогенных и малых элементов.

Немаловажное значение для фациального анализа имеет и содержание в породах газовой фазы. По данным А.Готье, Р.Чемберлена, О.Г.Борисова, в эффузивах количество CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , C , N_2 , H_2S уменьшается, а в интрузивах

зивных образованиях возрастает. Эта группа признаков позволяет нам различать фации магматических пород. Имеющийся у нас материал не позволяет пока однозначно выделять субфации. Причин для этого много: слабая чувствительность отдельных методов анализа, недостаточность наших знаний и о природе породообразования, отсутствие экспериментальных данных и др. Основываясь на этих критериях, мы построили классификацию фаций гранитоидов Узбекистана и связанных с ними вулканитов (23).

В классификации выделены следующие фации: ультраабиссальная, абиссальная, мезоабиссальная, гипабиссальная, субвулканическая, а вулканиты подразделены на эффузивную, эксплозивную, жерловую фации и ряд субфаций.

Гранитоиды ультраабиссальной фации ($P=3-5$ кбар, $H=10-15$ км^х) встречаются в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и проблематичны в Кураме, Чаткале и Западном Узбекистане. В общем балансе гранитоидов им принадлежит незначительное место (0,5-0,3%).

Мезоабиссальные гранитоиды ($P=1-2$ кбар, $H=3-6$ км) занимают доминирующее положение в Узбекистане и встречаются во всех структурно-формационных зонах.

Гипабиссальные интрузии ($P=0,5-0,7$ кбар, $H=1-2$ км) наиболее характерны для Кураминской подзоны, в меньшей степени они распространены в Гиссаре, Чаткале и Западном Узбекистане.

Породы субвулканической фации ($H=$ до 1 км, $P=200-500$ атм.) тесно сопряжены с вулканитами и встречаются повсеместно.

О ТИПАХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализ материала, собранного по республике, показывает, что гранитоиды встречаются от рифея до триаса, находят-

^х Цифры, иллюстрирующие глубины становления гранитоидов - ориентировочны.

ся в различных структурно-формационных зонах и имеют различную продуктивность. Поэтому типизация гранитоидных формаций преследует цель не подтверждения са크раментальной формулы "есть граниты и граниты", а является попыткой объяснить наличие типов гранитоидных формаций и способствовать использованию этого положения (объяснения) в прогнозах эндогенных полезных ископаемых.

Следует указать, что попытка типизировать гранитоидные формации по географическому и структурно-текстурным признакам принадлежала Н.П.Васильковскому (7), позже делались попытки выделить типы гранитоидных формаций по акцессориям (ортитовый, монацитовый и др.). При подобном подходе теряются родственные связи между интрузиями гранитоидов, а породы, относимые к отдельным типам, оказываются в различных комплексах.

В основу предлагаемого выделения типов гранитоидных формаций положены следующие принципы: тектоническая позиция гранитоидов, выражающая их связь с основными элементами тектонических структур в Узбекистане, фациальность гранитоидов, состав. Все остальные черты гранитоидов (металлегения, морфология и др.) являются, очевидно, следствием вышеупомянутых условий.

Схем районирования Тянь-Шаня насчитывается около 120-125 шт. Если абстрагироваться от некоторых спорных моментов (границы зон, названия их, характер разрезов), то в целом можно отметить их совпадение, хотя по некоторым вопросам имеются противоположные мнения и ведутся оживленные споры. Кроме того, в целях увязки проявлений гранитоидного магматизма с конкретными структурами нам важны те моменты в схемах районирования, которые совпадают и представляются примерно однозначными. Таким образом, территория узбекистанской части Тянь-Шаня может быть подразделена на следующие структурно-формационные зоны: Чаткало-Нарынская (геосинклинальная), Фергано-Кураминский срединный массив, отделяющийся от Южно-Тяньшанской геосинкли-

нали надолженным Курамино-Кызылкумским вулканоплутоническим поясом (Е.Д.Карпова); Южно-Тяньшанская (геосинклинальная), разделенная на 3 подзоны: Букантау-Карачатыр-Алаяская (эвгеосинклинальная); Ауминза-Туркестан-Зарафшанская (миогеосинклинальная), Хорезмско-Гиссарская (эвгеосинклинальная). На крайнем юге республики обняжается Байсунский срединный массив.

Гранитоидные формации встречаются во всех указанных структурно-формационных зонах и связаны с историей развития этих структур. Выделяются геосинклинальные и внегеосинклинальные типы гранитоидных формаций. Геосинклинальный тип подразделяется на 2 подтипа: многогеосинклинальный и эвгеосинклинальный, а внегеосинклинальный на формации активизированных участков срединных массивов и жестких глыб.

Гранитоидные формации жестких глыб - это гранитоидные образования Байсунского срединного массива, локализованные в следующих интрузивах: Бахчинский, Уруклинский, Айлянгарский, Обинаурузский, Вахшиварский, Гуматагский и др. Они относятся к следующим формациям гранито-гнейсовой и высокоглиноземистых гранитов. Наиболее характерные черты их, во-первых, конкордантные акмолитовые тела небольших размеров, реже штоки, дайки и узлы, тесно ассоциирующиеся с докембрийской метаморфической толщей и обнаруживающей к ней постепенные переходы (Айлянгарский массив).

Повсеместно эти интрузивы приурочены к ядрам брахиантиклиналей и куполов в докембрийской толще и не обнаруживают связей с глубинными разломами. В размещении интрузий отмечается кольцевое строение вокруг жесткого Байсун-Чакчарского стабильного массива (термин В.Арепова). Во-вторых, рассматриваемые интрузии образуются в условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций глубинности ($P_{H_2O} = 3-4$ кбар, глубина 10-12 км), характеризуются кислым составом (доля гранодиоритов, кварцевых диоритов не превышает 1-3% от общего объема пород этой формации). Характе-

рен следующий парагенезис минералов: кварц+альбит (олигоклаз) + низкий микроклин (промежуточный ортоклаз) + мусковит + биотит + кордиерит + силлиманит, редко гранат. Рассматриваемые гранитоиды обогащены Si , Al , Na и K , и резко обеднены Fe , Mg , Ca .

В третьих, гранитоиды этого типа в большинстве случаев несут признаки автохтонности (конформность залегания по отношению к раме, отсутствие признаков воздействий на вмещающие породы, наличие мигматитовых разностей и постепенных переходов).

Условия образования гранитоидов этого типа, распределение в них малых элементов (незначительные дисперсии их) заставляют присоединиться к мнению ряда ученых об отсутствии в связи с ними эндогенных месторождений. Видимо, в этих условиях происходит рассеяние вещества.

Гранитоидные формации активизированных участков срединных массивов распространены в Узбекистане довольно широко. В Байсунском срединном массиве к ним относится наложенная группа формаций: габбро-гранодиорит-гранитная (G_2-G_3), липаритовая (G_I), гранит-гранодиорит-граносиенит-порфировая (P_I), трахилипаритовая (P_I-P_2). Эта группа формаций представляет собой результат активизации жесткого фундамента срединного массива под действием смежной Южно-Гиссарской подзоны и отчетливо фиксируется по периферической части Байсун-Чакчарского стабильного ядра. К этому же типу относятся гранитоиды Каржантау-Куреминских гор и юго-западного Чаткала. О.М.Борисов (5) предлагает выделять их в "вулканодуговой" тип гранитоидов.

Ранее указывалось, что этот район представляет собой часть Кызылкумско-Кураминского вулcano-интрузивного пояса (по В.Г.Гарьковцу этот пояс соответствует Бальтау-Кураминской зоне). Этот вулcano-интрузивный пояс прослежен в северо-западном направлении до 800 км и в значительной мере погружен до мезозойской Туранской плиты на глубину 500-1500 м.

Большинство исследователей отмечало высокую магма-насыщенность этой территории, объясняя это различными причинами. Вероятно пограничная природа данной структуры сыграла в этом не последнюю роль. Главнейшие особенности гранитоидов этого района сводятся к следующему:

а) все гранитоиды в значительной степени связаны с активизацией краевых частей срединного массива, блоково-разломной тектоникой, приводящей к вламыванию древних, в той или иной мере консолидированных структур и сопровождающихся образованием горстов, грабенов, мульд и вулканотектонических депрессий;

б) для гранитоидов характерна малая глубина формирования (0,5–3 км, $P=0,5-1$ кбар);

в) сложные формы тел – плоские лакколиты, бисмалиты, этмолиты, диапир-плутоны (редко), штоки, кольцевые дайки и т.д.

Эти особенности гранитоидов Кураминской подзоны обуславливают третью наиболее характерную черту – тесную связь с вулканизмом и образованием сложных полифациальных вулканоинтрузивных комплексов, формаций и ассоциаций. Независимо от того, на какой позиции мы стоим, нельзя игнорировать факты тесной возрастной, вещественной и структурно-геологической сопряженности гранитоидов и их вулканических эквивалентов (Ф.Ш.Раджабов, Т.Н.Далимов и др.).

Важно различать формы связи между плутонитами и вулканиитами на ранних стадиях (здесь они парагенетические) и на поздних стадиях активизации (генетическая связь). Петрографо-геохимические особенности гранитоидов этого типа следующие:

1) в составе формации отмечается чрезвычайное разнообразие петрографических типов пород: граниты, адамеллиты, гранодиориты, монзониты, граносиениты, диориты и другие при преобладании гранодиоритов, адамеллитов и диоритов;

2) характерен пироксен-амфибол-биотитовый парагенезис цветных минералов с пониженной железистостью ($f = 40-55\%$);

3) среди акцессорных минералов доминируют ортит, монацит, уранинит, ураноторит, сфен, апатит, флюорит, турмалин, галенит, халькопирит. Содержание магнетита достигает 1,5-3 %;

4) петрохимически отмечаются высокие фоновые содержания Fe, Mg, Mo и щелочей при $K > Na$. Отмечаются также высокие значения кларков Cu, Pb, F, Ag, Bi .

Металлогенически эта зона вырисовывается как типичный пример железорудных, полиметаллических, меднорудных проявлений. Кроме того, в этой зоне широко проявлена минерализация, характерная для вулканоплутонических поясов (вторичные кварциты, медно-молибденовые, медно-порфировые, эпитермальные золото-серебряные, висмутовые проявления, а также рудопроявления диаспора и алунита).

Геосинклинальные гранитоидные формации наиболее широко распространены в Южном Тянь-Шане. Петролого-геохимические и минералогические черты их описаны в работах И.Х.Хамрабаева, П.Т.Азимова, И.М.Исамухамедова, О.Кушмурадова и др. Как уже отмечалось, геосинклинальный тип гранитоидов подразделяется нами на 2 подтипа: эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный. Общие черты их следующие: крупные гарполиты, сложные двухъярусные лакколиты, реже сквозные плутоны, отчетливо тяготеющие к зонам глубинных разломов (Северо-Нуратинский и др.).

Интрузии тяготеют к зонам складчатых структур, образуя цепочки и гирлянды северо-западного простирания, которые свидетельствуют об их соскладчатом характере. Кроме того, для обоих подтипов типичных батолитов, как это предствлялось до сих пор, не существует (И.Х.Хамрабаев и др.).

Для гранитоидов обоих подтипов характерно широкое проявление процессов ассимиляции, гибридизма.

Миогеосинклинальный подтип гранитоидов характеризуется приуроченностью их областям внутренних поднятий в геосинклиналях. Фации глубинности соответствуют условиям средних глубин (-3,5-6 км, $P=1,5-2$ кбар), и, вероятно, поэтому

характеризуются отсутствием связи с эффузивами. Характерной особенностью пород этого подтипа является значительная роль кислых и щелочных (с неф. сиенитами) разностей (граниты, аляскиты, гранодиориты), при подчиненной роли контаминированных разностей (диоритов, кв. диоритов), преимущественно биотитовый, в меньшей степени биотит-амфиболовый парагенезис ($f = 70-90\%$).

Среди аксессуариев доминируют сфен, ортит, впацит, монацит, тантало-ниобаты, а количество магнетита падает до 0,00-0,2%. Отмечается резкое понижение содержания Fe, Mg и высокий фон (более чем в 2 раза) аксессуарных элементов - W, Mo, Sn, Be, V и др. Очень низкое содержание Ca, F, Pb и др. С интрузивами этого подтипа (Каратабинский, Зирабулакский, Тозбулакский, Койтешский и др.) ассоциирует редкометальная минерализация.

Эвгеосинклиальный подтип гранитоидных формаций. К ним относятся Тамдынский, Темиркобукский и другие массивы. По данным О.М.Борисова (5), полоса телворогенных интрузий (50-70 км в ширину) прослежена по данным бурения и геофизики из района Таджиказганской впадины, через Минбулакскую впадину, горы Алтынтау, Северный Тамдытау и Аяккудукскую впадину. Небольшие тела гранитоидов установлены и в Карачатюре. Эти интрузивы приурочиваются к зонам с эвгеосинклиальным типом развития (тыловые прогибы), характеризуются малой глубиной залегания (Тамдынский массив: $H=2,5-2$ км, $P=0,5-0,7$ кбар, гипабиссальная фация).

В Южно-Гиссарской эвгеосинклиальной подзоне к этому типу относится Гиссарский плутон. (3-3,5 км). Характерно, что гранитоидные формации этого подтипа парагенетически связаны с вулканическими процессами. Это отчетливо видно в Южно-Гиссарской зоне.

Состав пород характеризуется увеличением роли диоритов, адамеллитов и гранодиоритов. Кислые разности встречаются в подчиненном количестве, что свидетельствует об интенсивных процессах ассимиляции и гибридизма. Характерен парагенезис амфибола с биотитом и их повышенная железистость

($f = 60-90\%$), широкое распространение монацита, ксенотима, циркона, реже тантало-ниобатов. Количество магнетита варьирует от 0,3 до 0,5%. Петрохимически в этих породах отмечается увеличение Fe , умеренное содержание Na и K (при $Na > K$), высокие кларки Au , Cu , Mo и других элементов. Наиболее распространенным типом минерализации является золоторудная и меднорудная.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТИПОВ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Представления некоторых авторов о петрографических провинциях Узбекистана были бы неполными, если не попытаться рассмотреть вопрос об источниках магм, давших типы гранитоидов. Анализ геолого-структурных петрохимических особенностей гранитоидов, а также данных по глубинному строению отдельных районов Узбекистана позволяет выдвинуть следующую рабочую гипотезу: разнообразие гранитоидов связано с коровыми (сиалическими) и базальтоидными магмами.

Докембрийские и девонские гранитоиды юго-западного Гиссара (Байсунский срединный массив), верхнепалеозойские гранитоиды Западного Узбекистана, Чаткала, видимо, производные внутрикоровых кислых магм по следующим соображениям:

- а) тесная связь с докембрийской толщей. Это отчетливо видно в Байсунской подзоне, Каратегине, Гармском блоке. Менее отчетлива эта зависимость в Чаткале и Западном Узбекистане, хотя все увеличивающиеся объемы докембрийских отложений в этом регионе лишь подтверждают наш вывод;
- б) специфичность форм тел, наличие постепенных переходов во вмещающие породы, признаки автохтонности интрузий, выдержанный кислый состав;
- в) сравнительно большая мощность гранитоидного слоя (юго-зап. Гиссар = 25-30 км; Зап. Узбекистан = 25-35 км; Чаткал = 30-35 км);
- г) ольшая глубина формирования и отсутствие вулканических комагматов;
- д) слабое распространение элементов группы железе и меди.

Внегеосинклинальные гранитоиды формации Кураминской подзоны и наложенные гранитоидные формации Бейсунского массива производные базальтоидных магм. Доказательство тому: 1) сравнительно большая (суммарная) мощность "базальтового" слоя (по Е.М.Бутовской = 25-35 км), обилие разломов, тесная ассоциация с вулканиитами основного состава (ходжирбулакская свита - С, N, юго-западный Гиссар); 2) наличие в пространственной ассоциации вулканических эквивалентов, тяготеющих к андезиту и андезито-базальту (уинская, минбулакская, акчинская свиты в Кураме). Состав интрателлурических вкрапленников фиксирует давление 3-4 кбар; 3) феррофильность магматических пород, обилие амфибола, пироксена, а также включения гранулитов с гранатом в субвулканических и экструзивных породах.

Данные позволяют предположить, что внегеосинклинальный тип гранитоидов сформировался из "сухих" магм, бедных водой ($H_2O = 1,4-2,5\%$), генерирующихся в условиях гранулитовой фации (?) и имеющих подкоровое происхождение. Видимо при внедрении интрузий давление падает и это обуславливает их перегрев и дает возможность подниматься в близповерхностные условия с образованием малоглубинных интрузий или вулканоплутонических комплексов.

Гранитоиды геосинклинального типа, видимо, возникли из насыщенных водой магм ($H_2O = 5-4\%$). Они образуются путем селективного плавления докембрийского субстрата, находятся под большим давлением и не в состоянии перемещаться на значительные расстояния от места рождения и поэтому с ними неизвестны их вулканические аналоги.

Многие вопросы названной проблемы еще не решены и мы будем считать свою задачу выполненной, если настоящее сообщение вызовет интерес к этой трудной проблеме.

Л и т е р а т у р а

Г. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.

2. А б д у л л а е в Х.М. Дайки и оруденение. М., Гостгеол-техиздат, 1957.
3. А б д у л л а е в Х.М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
4. А х м е д ж а н о в М.А., Б о р и с о в О.М., Ф у з а й л о в И.А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1967.
5. Б о р и с о в О.М. Фергано-Куряминский срединный массив и его положение в системе герцинид Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1970.
6. D u b o i s P o l a n d. Rapports ernte, Granites et Phyllades de Catansare a Cicala. "Compt.rend.Coc. geol.Franse", 1965, No.7.
7. В а с и л ь к о в с к и й Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов сев. Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
8. Горжевский Д.И., Козаренко В.И. Связь эндогенного оруденения с магматизмом и метаморфизмом. М., Изд-во "Наука", 1966.
9. Д а л и м о в Т.Н., У р у н б а е в К.У. Вулкано-плутонические формации юго-зап.Чаткала. "ДАН СССР", т.3, 1967, № 175.
10. Д а л и м о в Т.Н., А й з е н ш т а т В.И., Х а м р а б а е в И.Х. К фациальности гранитоидов Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.
11. К у з н е ц о в Ю.А. Схема классификации магматических пород. Тр.Горно-геол.ин-та, Зап.Сиб.фил.АН СССР, 1949.
12. К у з н е ц о в Ю.А., Фации магматических пород. В сб. "Вопросы геологии Азии", т.2, М., Изд-во АН СССР, 1955.
13. К у з н е ц о в Ю.А. Магматические формации и тектоника. Мат.Всес.1У петрографического совещания, Баку, 1969.

14. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. "Геология и геофизика", 1967, № 10.
15. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О глубинности формирования гранитоидов. В сб. "Петрографические формации и проблемы петрогенеза". Тр. XXII сессии МГК; Изд-во "Наука", 1964.
16. Мелев Е.Ф. Опыт картирования вулканических формаций. В сб. "Методика картирования вулканических формаций", М., "Наука", 1969.
17. Монич В.К. К вопросу о фациях магматических пород Казахстана. "Изв. АН КазССР", вып. 15, 1952.
18. Петрография Узбекистана, т. I и II (отв. редактор И.Х. Хамрабаев), Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
19. Сперанская И.М. Д формах связи вулканизма и интрузивного магматизма в вулкано-плутонических поясах. Мат-лы симпозиума по ВПФ. Алма-Ата, 1965.
20. Таусон Л.В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе. "Геохимия", 1967, № II.
21. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
22. Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. Фации глубинности гранитоидных формаций и опыт составления крупномасштабных карт фаций. Мат-лы IV Всес. петрографического совещания, Баку, 1969.
23. Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. О некоторых терминах, характеризующих условия образования горных пород. "Узб. геол. журнал", 1970, № 5.

Р.А.Магдиев, Р.А.Мусиян, Дж.Матчанов,
А.Р.Ярмухамедов

О КОМАГМАТИЧНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ
КУРАМИНСКОЙ ПОДЗОНЫ ПО ДАННЫМ СОДЕРЖАНИЙ В НИХ РАДИО-
АКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (УЗБЕКИСТАН)

В работе Х.М.Абдуллаева (2) указывается: "Изучение геохимии магматических пород и постмагматических образований должно стать следующим и важным этапом в познании магматических и постмагматических процессов Средней Азии.

Такую работу нужно вести в следующих основных направлениях:

в) определение характера распределения и особенностей химизма редких и рассеянных элементов. Необходимо классифицировать магматические породы по количественным и качественным особенностям редких и рассеянных (малых) элементов и т.д."

Петрологическая и петрохимическая характеристики магматических и осадочно-метаморфических комплексов района детально освещены в работах многих исследователей (1,2,3,4,8,13,14,17,19). Поэтому эти вопросы здесь не рассматриваются. Однако радиогеохимические данные по району исследования незначительны (10,15,16 и др.).

По комплексному геолого-геохимическому и геофизическому исследованию земной коры и верхней мантии на территории Узбекистана под руководством член-корреспондента АН УзССР И.Х.Хамрабаева в 1969-70 гг. авторы провели детальные геологические и геохимические исследования с определением урана, тория и калия в естественных обнажениях.

Опробование проводилось по экспериментальному (Камчинскому профилю I-a с шагом 2 км на отрезке Балгалы-Резаксай протяженностью более 200 км и частично вдоль основного регионального профиля I-I - Балгалы-Сарамсак-

ды протяженностью около 40 км. Замеры проводились Р.А.Магдиевым с помощью прибора СП-3. Геологическое описание обнажений выполнено Р.А.Мусиным, Дж.Матчановым и А.Р.Ярмухамедовым. Совместно проведена интерпретация полученных результатов по исследованным профилям.

В полевых условиях с помощью наземного гамма-спектрометра СП-3 мы получили результаты по количественному содержанию радиоактивных элементов (уран по радию В, торий по торию С и калий по калию 40) в естественном залегании по различным типам магматических пород.

С целью установления воспроизводимости метода, разработанного в ВИРТ (6,18 и др.), нами были отобраны представительные образцы и выполнены 10 % контрольных в лабораторных условиях (радиохимический, люминесцентный, гамма-спектрометрический, пламенно-фотометрический методы). Результаты определения калия, урана и тория по I47 обнажениям вулканических и интрузивных пород сведены в рис. 1, 2.

Породы разбиты по возрастным и петрографическим типам. Интрузивы калканетянского типа — габбро-диориты, биотитовые граниты и гранодиоритпорфиры — условно отнесены к каледонскому, так же как интрузивы сиенито-диоритов (Саукбулака и др.), граниты кенкольского типа, аляскитовидные граниты шайданского типа — к средне-верхнекарбонovому комплексу, а кварцевые порфиры — к пермо-триасу. Достоверных данных о возрасте этих комплексов пока еще нет. Вполне вероятно, что интрузии, отнесенные к каледонскому, и часть интрузий, датируемых как средне-верхнекарбонovые, окажутся среднекарбонovыми, а часть средне-верхнекарбонovых и пермoтриасовые — пермскими.

Такому представлению соответствуют также данные о содержании радиоактивных элементов. Количество их одинаково в измененных биотитовых гранитах (0 — S?), гранодиоритах (C₂) и кварцевых сиенитах (C₂-C₃?). Отклонение в сторону повышения или понижения от главных и средних значений имеет место в сильно загрязненных (сиенито-диориты,

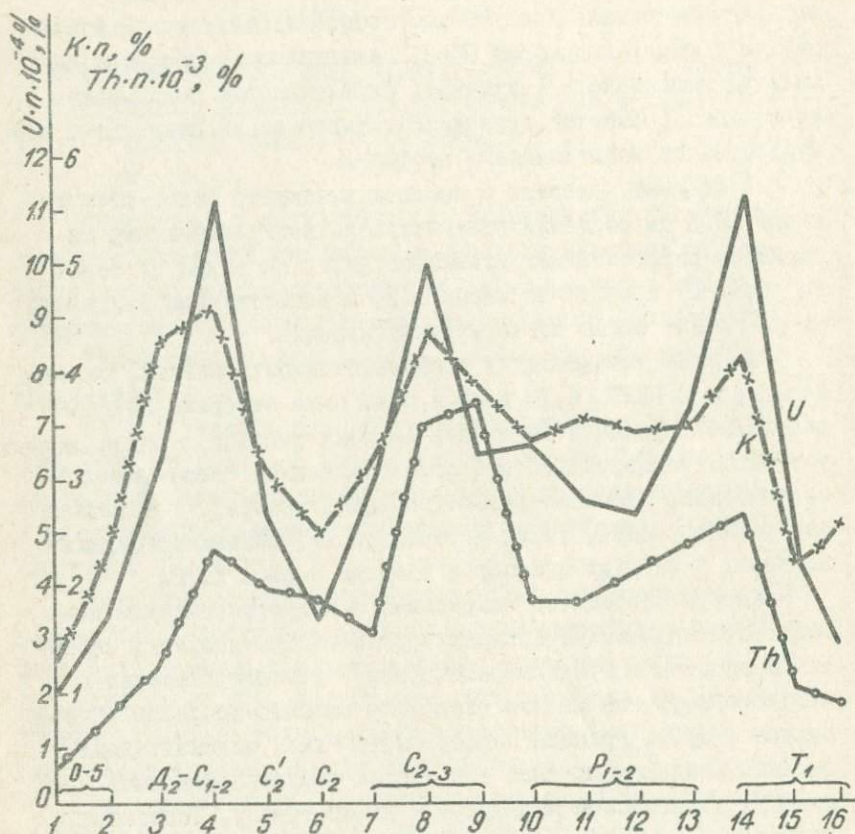


Рис. I.

Содержание радиоактивных элементов в интрузивных породах: 1 - габброидная; 2 - гранитоидная; 3 - гранитоидно-порфировая; 4 - сиенито-диоритовая; 5 - грано-диоритовая; 6 - гранитовая; 7 - кварц-сиенито-диоритовая; 8 - гранитовая; 9 - аляскитовая; 10 - сиенито-диорито-порфировая; 11 - адамеллит-порфировая; 12 - гранит-порфировая; 13 - микрогранит-порфировая; 14 - габбро-диорит порфировая; 15 - роговообманново-диабаз-порфиритовая; 16 - кварц-диабазово-порфиритовая формации.

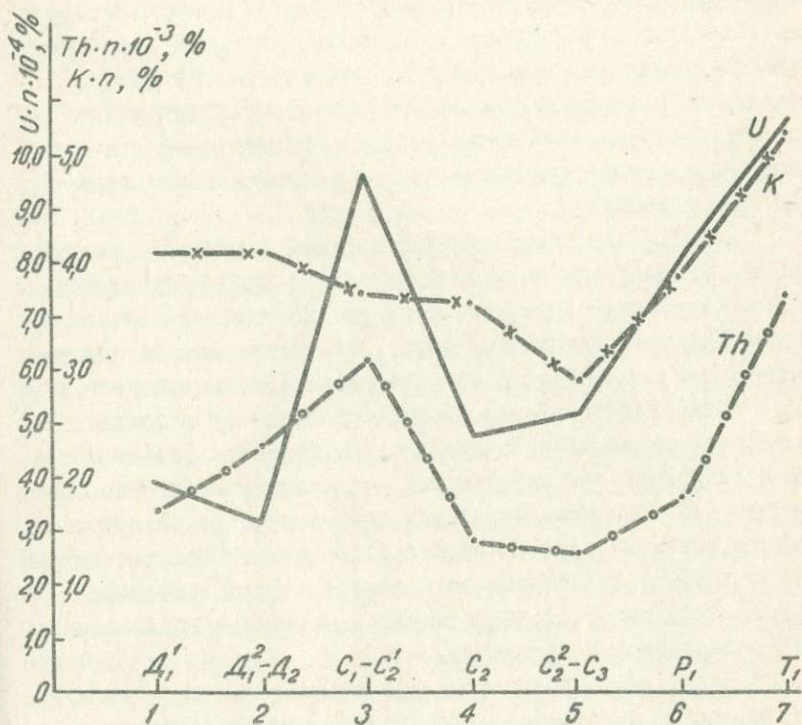


Рис. 2. Содержание радиоактивных элементов в вулканогенных породах: 1 - андезитовые порфириты и туфы дацитовых порфиров; 2 - кварцевые порфиры; 3 - андезитовые порфириты и их туфы; 4 - андезито-дацитовые порфириты; 5 - андезито-дацитовые порфириты и их туфы; 6 - кварцевые порфиры; 7 - кварцевые порфиры и их туфы, породы.

габбро-диориты) или аляскитоидных разностях. Характерно, что в некоторых аляскитах, считающихся нами как метасоматические разности нормальных (гранитов, гранодиоритов, адмеллитов, кварцевых сиенитов) или контаминированных (сиенито-диориты, монцониты, габбро) гранитоидов, как правило, заниженное содержание урана с более высоким торий-урановым отношением.

Ультракислые бесспорно интрузивные гранитоиды, относящиеся к пермскому (пермо-триасовому?) комплексу отличаются от аляскитов (спорного генезиса и возраста) относительно высоким содержанием урана. Наиболее высокое содержание урана отмечается в сиенито-диоритах Алмалыкского массива, представляющего собой своеобразную и обособленную фациальную разновидность гранитоидов Кураминского батолита, где преобладают гранодиоритовые, адмеллитовые породы, но с присутствием сиенито-диоритовых разновидностей. Такое же положение занимают граниты кенкольского типа. Основные интрузивные породы, независимо от возраста и формы залегания (дайки, интрузивы), характеризуются низкими содержаниями всех радиоактивных элементов.

Порядок цифр, полученных при определении радиоактивных элементов, показывает, что среднее фоновое содержание для гранитоидных интрузивов различного возраста находится в пределах 0,0005 % урана, 0,002 % тория и 3 % калия (см. рис. I).

Вариации в содержании указанных 3 элементов, как видно из диаграмм, строго пропорциональны. Некоторое нарушение этой закономерности наблюдается в аляскитоидных породах, в которых точки минимумов и максимумов калия и тория заметно смещены по отношению к урану. Заметное увеличение характерно для более глубинных мезоабиссальных фаций гранитоидов, тогда как гипабиссальные гранитоид-порфировые комплексы отличаются более высокими значениями торий-урановых отношений.

Следует особо подчеркнуть, что данные по радиоактивным элементам могут быть более успешно использованы в качестве корреляционных и других признаков в комплексе с другими

петрохимическими, геохимическими и общегеологическими особенностями пород.

Относительно распределения других характерных элементов в магматических породах Кураминской зоны нужно отметить, что наиболее высокое содержание меди, золота характерно для раннегерцинских магматических комплексов. Кроме того, все промышленные концентрации меди, полиметаллов, золота, алунита и отчасти флюорита заключены в предверхнебашкирском структурном ярусе (I3). Таким образом, выявляется достаточно четкая геохимическая специализация пород, слагающих предверхнепалеозойский структурный ярус, на поверхности которого обнажились породы от нижнего палеозоя до среднего карбона включительно.

Концентрация указанных выше полезных ископаемых и особенно меди, свинца, цинка и некоторых редких элементов отличает Кураминскую зону от многих других структурно-фациальных зон Тянь-Шаня, хотя в первичном распределении их в магматических и осадочно-метаморфических породах особых отклонений от кларков не наблюдается. Максимальное содержание их превышает соответствующие кларки не более, чем в 2-3 раза. Нет четких отличий в их содержании в разновозрастных магматических комплексах. В них вариации в содержании элементов примерно однотипны.

В вулканогенных породах Кураминской подзоны, расчлененных на 3 разновозрастные формации (см. рис. 2), среднее содержание радиоактивных элементов характеризуется следующим: урана $6,4 \cdot 10^{-4}$ %, тория - $2,2 \cdot 10^{-3}$ %, калия - 4 %, а торий-урановое отношение 4,2. Эти данные примерно совпадают с результатами, приведенными в работе по Средней Азии Л.В. Комлева (10), где урана - $4,8 \cdot 10^{-4}$ %, тория - $7,0 \cdot 10^{-3}$ %, калия - 3,6 %.

По сведениям Дж.А.С.Адамса, в вулканогенных породах из различных районов земной коры содержится в основных эффузивах: урана $0,2-4,0 \cdot 10^{-4}$ %, тория - $0,05-1,0 \cdot 10^{-3}$ %, торий-урановое отношение - 3-7, в кислых соответственно 2,0 -

$7,0 \cdot 10^{-4}\%$; $0,9-2,5 \cdot 10^{-3}$; 4-7. По С.И.Шукину в пермских вулканогенных породах Гиссарского хребта содержание урана $7,6 \cdot 10^{-4}\%$ и тория — $2,0 \cdot 10^{-3}\%$, при торий-урановом отношении 2,8. Наши данные по пермским кварцевым порфирам на 6 % выше по урану и на 14 % ниже по торию.

В.И.Рехарский и Д.В.Крутецкая (15) приводят результаты содержания урана по вулканогенным породам различных свит (C_I-T_I) в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. Эти данные, по нашему мнению, несколько занижены, на что указывают не только наши исследования по эффузивным образованиям Кураминской подзоны, но и обобщенные результаты по кислым и основным эффузивам некоторых районов земного шара Дж.А.С.Адэмса; $5,6 \cdot 10^{-4}\%$ или $2,0-7,0 \cdot 10^{-4}\%$, $0,9-2,5 \cdot 10^{-3}\%$ для кислых эффузивов; $0,2-4 \cdot 10^{-4}\%$, $0,05-1,0 \cdot 10^{-3}\%$ для основных, а также С.И.Шукина для вулканогенных образований юго-западных отрогов Гиссара: $7,6 \cdot 10^{-4}\%$ и $2,1 \cdot 10^{-3}\%$.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ФОРМАЦИЯМ

Средние содержания их в вулканогенных формациях подчиняются общей закономерности накопления радиоактивных элементов в более молодых и кислых разновидностях. В древней андезит-дацитово-иформации D_I наиболее стабильно содержание калия, тория выше на 25 %, а урана ниже на 20 % по сравнению с кварцевыми порфирами этого же возраста.

В андезит-порфирово-иформации (C_I-C_2) содержание урана в 2 раза, а тория в 1,2 раза выше, калия на 10 % ниже кларков. В андезит-дацитово-иформации (C_2-C_3) содержание всех элементов резко падает, хотя в более кислых разновидностях наблюдается некоторое повышение урана и понижение калия и тория по сравнению с более основными.

В липаритово-иформации (P-T) содержание тория, урана и калия резко возрастает. Кварцевые порфиры Кызылнурунского комплекса (T?) относительно больше содержат радиоактивных элементов, чем кислые аналоги более древних комплексов.

Наряду с общей тенденцией к повышению урана, тория и калия в молодых формациях имеются и локальные повышения урана и тория в раннегерцинских андезитовых порфири-тах. Прямая корреляционная зависимость между содержаниями калия и урана выявлена в породах дацитовой и липаритовой формаций.

Выявленные закономерности в распределении радиоактивных элементов соответствуют данным М.Х.Кадырова, Т.Н.Далимова, А.Ярмухамедова, К.У.Урунбаева, которые установили повышенное содержание в андезитовой и липаритовой формациях таких акцессорных минералов как апатит, циркон, ортит, сфен и др. Эти минералы являются концентраторами урана и тория, что отмечается в работе Е.С.Ларсена и др.

Содержание урана в породообразующих и акцессорных минералах возрастает с увеличением общего содержания его в породе. В.И.Герасимовским (1963) высказано предположение, что в эффузивных породах уран равномерно распределен. Это объясняется тем, что в быстро охлаждающейся лаве уран и торий захватываются всеми породообразующими минералами, в том числе и теми, в которые они не могут входить изоморфно. Такая форма нахождения урана приводит к концентрации урана в основной массе эффузивных пород.

В трудах многих исследователей (1,14,9 и др.) подчеркивается связь эффузивных и интрузивных образований. Полагают, что лавовая фация эффузивов дает наиболее объективные сведения о распределении элементов, в том числе урана и тория в веществе верхней мантии. Это согласуется с представлениями о питании вулканов очагами, расположенными в пределах верхней мантии, и о незначительной ассимиляции пород земной коры при подъеме магмы к поверхности (7 и др.).

Интрузивные породы, в отличие от эффузивных образований, поступающих непосредственно из магматических очагов и не претерпевающих особых преобразований при движении и быстром затвердевании, проходят сложный и длительный путь

формирования. Сложность и нерешенность многих сторон сущности интрузивных пород вносит большие затруднения в интерпретации полученных по интрузивам различных информации. Математическая обработка большого количества петрохимических материалов, выполненная другими исследователями, показала, что наиболее пригодным для целей геологической корреляции комагматических образований кислого ряда являются редкие и рассеянные элементы. Исходя из полученных нами данных, можно усмотреть некоторую связь между раннегерцинскими эффузивными и интрузивными породами. Не более четко эта связь выражена в позднегерцинской липаритовой формации, в которой можно усмотреть наличие комагматичности.

Сравнивая полученные результаты с данными о распределении порообразующих и акцессорных минералов (Сморчков И.Е., Далимов Т.Н., Ярмухамедов А.Р., Кадыров М.) в магматических породах, можно отметить следующее. Повышенное содержание радиоактивных элементов в одновозрастных, интрузивных и вулканогенных формациях характеризуется обогащенностью их не только уран- и торийсодержащими минералами (монацит, торит, апатит, циркон, ортит, сфен и др.); но и наличием легкоподвижного урана. Наличие урана, вероятно, обусловлено быстрым охлаждением эффузивных пород, при котором уран и торий захватывались раскристаллизованными минералами и основной массой. Такой эндокринный захват (12) приводит к концентрации радиоактивных элементов в стекловатой массе.

Результаты определения калия, урана и тория в магматических образованиях Кураминской зоны показывают повышенное валовое содержание их в вулканогенных породах по сравнению с интрузивными, хотя содержание урана в последних также заметно превышает кларковое значение (таблица).

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы. Содержание радиоактивных элементов увеличивается в сторону молодых и кислых разновидностей магматических пород каждой формации, исключение составляют некоторые аляскитоидные породы метасоматической природы; максимальное содержание радиоактивных элементов установлено как в раннегерцинских,

Валовое содержание радиоактивных элементов в
вулканогенных и интрузивных породах в Курамин-
ской подзоне

Магматическая фашия	Коли- чест- во заме- ров	Содержание радиоактивных элементов			
		K n, %	U n · 10 ⁻⁴ %	Th n · 10 ⁻³ %	Th/U
Вулканическая	64	<u>2,9-5,9</u> 3,9	<u>3,1-9,5</u> 6,4	<u>1,3-3,7</u> 2,2	<u>2,9-7,3</u> 4,1
Интрузивная	80	<u>1,4-4,6</u> 3,3	<u>1,9-10,0</u> 6,1	<u>0,3-3,5</u> 1,7	<u>1,6-9,7</u> 2,8
Среднее по магматизму	144	3,6	6,2	2,0	3,5
Кларк по А.П.Виногра- дову		3,34	3,0	1,80	6,00

так и позднегерцинских магматических комплексах; в пироклас-
тических фашиях эффузивов наиболее повышенное содержание
урана, калия и тория, по сравнению с лавовыми фашиями. Не-
которое отклонение наблюдается в субвулканических фашиях
липаритовой формации, где содержание калия повышено, а в
андезито-дацитово содержание урана понижено (см.рис.2).

Полученные результаты по содержанию калия, урана и то-
рия в вулканогенных и интрузивных образованиях указывают не
только на их комагматичность, но и на общую насыщенность
радиоактивными элементами в эффузивах (см.таблицу).

Л и т е р а т у р а

- И. А б д у л л а е в Х.М. и др. Основные черты магматизма,
металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент,
Изд-во АН УзССР, 1958.

2. А б д у л л а е в Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Собр.соч., т.У, Ташкент, Изд-во "Наука", 1965.
3. А р а п о в В.А. Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны. Сб. "Вопросы палеовулканизма Узбекистана", Труды МГ УзССР, вып. 5, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.
4. В а с и л ь к о в с к и й Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
5. В и н о г р а д о в А.П. Закономерности распределения химических элементов земной коры. "Геохимия", 1956, № I.
6. Б о л о т н и к о в А.Н. и др. Опыт применения наземной гамма-спектрометрии для решения некоторых поисково-разведочных работ. Сб. "Вопросы рудной геофизики", М., Изд-во "Недра", вып.8, 1968.
7. Г о р ш к о в Г.С. Вулканизм Курильской основной дуги. М., Изд-во "Наука", 1967.
8. Д а л и м о в Т.Н. Вулкано-плутонические комплексы палеозоя юго-западных отрогов Чаткальского хребта. Сб. "Вопросы палеовулканизма Узбекистана", Труды МГ УзССР, вып. 5, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.
9. К а з м и н В.Н. О возможности применения геохимических критериев для сопоставления комагматических, эффузивных и интрузивных образований. "Геохимия", 1971, № I.
10. К о м л е в Л.В. К геохимии радиоактивных элементов Средней Азии. Труды РИАН СССР, т. IV, 1938.
11. Д е о н о в а Л.Л. и др. U , Th , $RbLi$ и CS в вулканогенных породах Курильских островов и Камчатки. "Геохимия", 1970, № II.

12. Л ь в о в Б.К. Уран и торий в гранитоидах Качкарского района (Южный Урал) . Сб. "Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах". Труды ВСЕГЕИ, Л., т.95, 1963.
13. М у с и н Р.А. Рудные метасоматиты и металлогенические особенности Алмалыкского района. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
14. Р а д ж а б о в Ф.Ш. О синхронности интрузий и эффузивной деятельности в геологическом значении вулканогенных свит. Зап.Узб.отд.ВМО, вып.14, 1962.
15. Р е х а р с к и й В.И., К р у т е ц к а я О.В. Уран в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. "Известия АН СССР", сер.геол., 1961, № 7.
16. С м о р ч к о в И.Е. Особенности распределения редких элементов (U, Th, Y, TR) в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия). Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию, Ташкент, 1958.
17. Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов на примере Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
18. Х и т е е в П.П. и др. Полевой переносный гамма-спектрометр для количественных определений урана, тория и калия. Сб. "Вопросы рудной геофизики", Л., вып. 7, Изд-во "Недра", 1966.
19. Я р м у х а м е д о в А.Р. Геолого-петрографическая и геохимическая характеристика адунитоносных вулканогенных образований нижне-среднего карбона северо-западной части Кураминской подзоны. Автореф.канд. дисс., Ташкент, 1966.

АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ И ВОПРОСЫ РУДО-
НОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ КУРА-
МИНСКОЙ ПОДЗОНЫ (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Систематическое изучение минералогии и геохимии магматических формаций рассматриваемой территории начато под непосредственным руководством Х.М.Абдуллаева. Он придавал первостепенное значение результатам подобных исследований, что неоднократно подчеркнуто в его выступлениях: "Изучение геохимии магматических образований и постмагматизма, охватывающее прежде всего исследование акцессорных минералов, элементов и их изотопического состава, должно стать новым, высшим этапом в современной петрологии и металлогении" (5, стр. 764).

Современное состояние изученности магматических пород Кураминской подзоны позволяет выделить на ее территории в пределах герцинского структурного этажа ряд вулканических и интрузивных формаций, что видно из следующего:

Вулканический ряд формаций	Интрузивный ряд формаций
Трахибазальтовая (P ₂)	Габоро-монзонит-сиенитовая (P ₁ -P ₂)
Липаритовая (P ₁ -P ₂)	Гранит-аляскитовая (P)
Дациит-трахидацит-дацитовая (C ₂ -C ₃)	Небольшие дискордантные тела гранодиорит-порфиров (C ₃)
Андезитовая (C ₂ ^B)	Гранодиорит-гранитовая (C ₂)
Базальт-трахиандезитовая (C ₁ V ₃ -и)	Габро-диорит-граодиоритовая (C ₁ -C ₂)

пространственно продукты вулканических формаций приурочиваются к вулкано-тектоническим (депресссионным) структурам (2,10). В то же время ниже-среднекарбонные гранитоиды приурочены к складчатым сооружениям (брахиантиклинали, горсты и т.п.), а пермские контролируются кольцевыми

разломами или разломами более высокого (третьего или четвертого) порядка.

Изучение акцессорных минералов пород выделенных формаций, за исключением трахибазальтовой, проводилось в искусственных шлихах по методу П.Т.Азимова и др. (1) и В.В.Ляховича и др. (4).

Под ассоциацией акцессорных минералов (Ляхович, Хамрабаев, Монич, Рабинович, Филиппов, Комлев, Меликсетян, Фишман и др.) мы понимаем группу акцессорных минералов, характерную для конкретных типов пород и формаций, при установлении которых учитывались средние величины (X) и предельные содержания ($X + S$)^X каждого минерала в отдельности. Эти величины получены путем анализа частот встречаемости минералов в пробах и представляют собой результат статистической оценки вероятности нахождения каждого минерала в исследуемых породах. Сведения о типах ассоциаций акцессорных минералов каждого интрузивного массива и фаций вулканических пород приводятся в таблице.

Базальт-андезитовая и андезитовая фации. Специфику ассоциаций акцессориев этих формаций определяют постоянно присутствующие в них (в г/т) магнетит (200-1200), апатит (75-110), сфен (до 5), пирит (600-200), халькопирит (85-150) и циркон (35-50). Для Паркентского участка характерен циркон-сфен-пирит-магнетитовый, а для Шавас-Дукентского - циркон-apatит-халькопиритовый тип ассоциации со значительным содержанием (в г/т) турмалина (3-8), граната (12-14), флюорита (24-30) и магнетита (500-600). Установлена также самородная медь (от ед.знаков до 10 г/т), а в Шавас-Дукентском еще молибденит и золото (15 и 400 знаков соответственно).

^X. $X + S$ - предел доверительного интервала каждого минерала от средних величин.

В ассоциации акцессорных минералов а н д а з и т о - д а ц и т о в о й ф о р м а ц и и наблюдается определенная унаследованность от предыдущих формаций, т.е. в ней также резко преобладают (в г/т) магнетит (500-600), апатит (35-50), циркон (48-65), пирит (400-450), халькопирит (60-100), пирротин (15-20). Для Паркентского участка в этой формации выделяется циркон-apatит-магнетитовый тип ассоциации, а для Шаваз-Дукентского - циркон-халькопиритовая ассоциация со значительным содержанием (в г/т) эпидота (2-6), шевелита (10-12), флюорита (35-40) в первом типе и галенита (2-4), пирротина (6-8), магнетита (250-350) и самородной меди (3,5 г/т) во втором.

Разнообразны минеральные ассоциации л и п а р и т о - в о й ф о р м а ц и и. В целом для нее характерен (в г/т) оранжит (0,5 до 8), торит (0,0-12), пирротин (40-110), монацит (8-12), циркон (120-180), ильменит (250-380) и др. Однако каждая толща в пределах конкретных депрессионных вулкано-тектонических структур характеризуется определенным типом ассоциаций. Так, если в Карабашской структуре специфику нижней толщи определяют халькопирит-ильменит-цирконовый тип с небольшим содержанием (в г/т) апатита (8-10), рутила (15-18), турмалина (6-8) и пирита (160-100), а средней - циркон-флюоритовый (при наличии халькопирита), то соответственно в Чилтенской структуре первый характеризуется монацит-ильменит-цирконовым типом с галенитом (3-8) и анатазом (6-12), второй (средняя) - ильменит-циркон-рентгенитовым при наличии касситерита (8-12), оранжита (2-4), везгита (0,5-4) и флюорита (16-20).

Породы третьей (верхней) толщи в этих структурах имеют довольно близкие типы ассоциаций акцессориев - торит-оранжит-циркон-ильменитовый при постоянном присутствии ураноторита, циртолита, молибденита, висмутина, реже флюорита, халькопирита, и пирита. Наблюдается также определенное различие при сопоставлении ассоциаций акцессорных

минералов этой формации в Кызылнуруинской и Наугарванской структурах.

Наиболее обычным типом ассоциаций акцессорных минералов габбро-диорит-гранодиоритовой формации является (в г/т) циркон (110-150) - пирит (170-250) - сфен (45-60) - апатит (200-250) - магнетитовый (1360-2000) с постоянным присутствием (в г/т) молибденита (0,7-4), граната (8-20), швелита (1,5-3), реже оранжита (0,5-1), иногда содержится самородное золото (15-30 знаков) и медь (до 3 г/т).

Гранодиорит-гранитовая формация имеет тип ассоциации, близкий к предыдущему. Циркон (85-100) - гранат (22-25), апатит (135-150) - магнетитовый (1000-1500) с галенитом (6-15), турмалином (9-15), реже халькопиритом (13-20) и самородной медью (до 1,5 г/т).

Довольно разнообразен минеральный состав ассоциаций гранит-аляскитовой формации (таблица). Биотитовые граниты характеризуются (в г/т), швелит (12-15), молибденит (3-5), гранат (14-18), сфен (35-60), апатитовой (150-190) ассоциацией с цирконом (20-25), гадолинитом (6-12), везитом (до 5), реже галенитом (2,5). В то же время к минералам, определяющим название ассоциации порфиroidных аляскитовидных гранитов, относятся: монацит, берилл, касситерит, тантал-ниобаты, реже флюорит и ортит. Таким образом, для каждой формации устанавливается определенный тип ассоциации акцессорных минералов.

Названные ассоциации, по мнению многих исследователей (7,8,4 и др.) - один из прямых критериев, определяющих рудоносность магматических пород и связанные с ними полезные ископаемые. Это положение подтверждают и наши материалы. Так, с гранитоидами ниже-среднекарбоновой формации, характеризующимися апатит-магнетитовым типом ассоциации, обычно связаны промышленные скарново-магнетитовые проявления (Чокадамбулак, Сусинген и др.); с субвулканическими

Участки и массивы	Породы	минералы, определяющие типы ассоциаций (в порядке увеличения содержания)	Минералы, встречающиеся от единичных знаков до десятков г/т	более, чем в 25% проо	менее, чем в 25% проо
I	2	3	4	5	

А. Вулканический ряд формаций

Г. Андезит овая и базальт-трахиандезитовая

Паркентский участок	Туфы и ксенотуфы основного и среднего состава	Ап - Мт - Пир	Рут - Гем - Пирр - Цирк	Орт-Гран-Си
(Кызыл-муринская В.Т. структура)	Пироксеновые и плагиоклазовые порфириды Гранодиорит-порфиры	Пир-Цирк-Ап-Мт Цирк-Сф-Лир-Мт	Гем-Х-Пир-Пирр Фл-Орт-Гал-Си-Пирр-Х-Пир-Ап	Гран-Сф-Эп-Фл-Си Шеел-Гран
Шавар-Дукентская	Туфы и ксенотуфы среднего состава Андезитовые, реже дацитовые порфиры Гранодиорит-порфиры	Цир-Х-пир-Пир Цирк-Пир-Х-пир Цирк-Х-пир-Ап Цирк-Х-пир-Ап	Рут-Ап-Мт Фл-Тур-Гем-Ап-Мт Гал-Тур-Фл-Мт-Пир	Гем-И-Рут-Бер-Си-Ксен-Тур-Мо-Ап Рут-Гал-Вис-Ап-Си-Мо Ильм-Гем-Эп-Сф-Гал-Вис-Мо-Ап-Си

I	:	2	:	3	:	4	:	5
II. Андезитовая								
Паркентский участок (Кызылсууринская В.Т. структура)	Туфы игнимбриты среднего состава	Цирк-Ап-Пир-Х-пир	Гал-Рут-Тур-Ильм	Гем-Эп-Шеел-Си				
	Андезито-дацит-порфиры	Цирк-Ап-Пирр	Х-пир-Мт-Пир	Гем-Сф-Тур-Фл				
	Гранодиорит-порфиры	Цирк-Ап-Мт	Пир-Гал-Х-пир	Тур-Орт-Сф-Си				
Шавез-Дукентская грабен-синклиналь	Туфы и игнимбриты умеренно кислого состава	Рут-Ильм-Цирк-Х-пир	Пир-Ап-Гем-Мт	Эп-Фл-Ап-Си				
	Трахиандезиты, андезит-дациты, дацит-порфиры	Ильм-Цирк-Х-пир	Ап-Пир-Си-Гал	Пирр-Турм				
	Гранодиорит и плагиоклазовые порфириты	Ап-Цирк-Мт	Гал-х-пир-Си-Пир	Рут-Мок-Эп-Вис-Фл-Ап (?)				
III. Дипаритовая								
а) Карабашская вулканотектоническая (В.Т.) структура								
Туфы	Туфы и туффиты кислого состава	Ап-Пир-Ильм-Цирк	Рут-Фл-Тур-Х-пир-Мт	Гем-Бер-Мо				
Нижняя толща	Брекчиевые и туфоловые дацит-дипаритовых порфиритов	Ал-Х-пир-Ильм-Цирк	Рут-Тур-Гем-Мт-Фл	Мо-Оран-Мок-Си-Вис				

Продолжение табл.

1	2	3	4	5
Средняя толща	Туфы агломератовые	Ильм-Цирк-Фл	Бер-Пирр-Гем	Рут-Мт-Си
	Флюидальные порфиры игнимбриты	Ильм-Цирк-Фл	Гал-Мт-Пирр-Пир	Рут-Вис
	Кварцевые порфиры	Иль-Х-пир-Цирк-Фл	Тур-Гал-Мон-Ап- Мт	Рут-Гем-Си
Верхняя толща	Туфы и туффиты	Ильм-Цирк	Гем-Пир-Си	Ап-Рут-Вис-Фл
	Игнимбриты и флюидаль- ные трихилипарит-пор- фиры	Ильм-Мт-Цирк	Х-пир-Вис-Пир- Фл-Рен-Си	Гем-Тур-Рут-Мо
	Граносиенит-порфиры	Мон-Ильм-Цирк-Фл	Оран-Пр-Ап-Пир- Х-пир-Си	Рут-Тур-Гал-Рен- Ап
б) чилтенская вулканно-тектоническая структура				
Нижняя толща	Туфы и туффиты	Ильм-Тур-Цирк	Ап-Фл	Гем-Мт
	Туфолавы кв.порфиров	Фл-Пир-Цирк	Ап-Фл-Си	Оран-Тур-Гал
	Гранит-порфиры	Ильм-Мон-Пирр-Пир- Мт-Фл-Цирк	Гал-Тур-Ап	Сф-Шеел-Орт-Х-пир
Средняя толща	Туфы и ксенотуфы кислого состава	Ильм-Цирк-Мт	Оран-Ап-Гем	Х-пир-Мо
	Дипариты, игнимбриты и сферолитовые лавы	Цирк-Фл-Рен	Тур-Х-пир-Ап-Мт	Ап-Рут-Гем
	Кварцевые граносиенит- порфиры	Ильм-Оран-Пр-Фл- Цирк	Касс-Колум-Чев- Тор	Наз-Урт-Ферг-Рут

1	2	3	4	5
Верхняя толща	Туфы и ксенотуфы кислото-го состава	Ильм-Рут-Цирк	Оран-Пир-Фл	Гал-Пирр-Гем
	Флюидальные фельзит и кварцевые порфиры	Мо-Пи Ап-Цирк	Мо-Пирр-Ильм	Мон-Оран-Цр
	Граносиениты Чилтенские	Мо-Пир-Ап-Цирк	Чев-Самр-Цр-Урт-Тор-Фл	Наэ-Рен-Нл-Си
в) Кызылнурианская вулканотектоническая структура				
Средняя толща	Агломератовые туфы	Цирк	Х-пир	Гем-мт
	Липариты и фельзиты	Цирк-Пирр	Гал-Рут-Гал-Х-пир	Пир-Си
	Гранит-порфиры и кварцевые порфиры	Ильм-Рут-Цирк-Пирр	Гал-Колум-Ферг-Мон-Ап-Х-пир	Мт-Си
г) Наугарзанская вулканотектоническая структура				
Нижняя толща	Туфолоавы кв.порфиров	Цирк-Фл	Х-пир-Гем	Гал
	Гранит-порфиры	Ап-Пир-Цирк-Мт-Фл	Ферг-Гал-Х-пир	Си
Средняя толща	Туфы и туффиты кислото-го состава	Фл-Цирк	Х-пир-Гем-Ильм	Мт-Си
	Граносиенит-порфиры (Бабайтагские)	Ап-Мт-Цирк-Фл	Касс-Ферг-Мон-Тур	Гадо-Гем-Пир

Продолжение табл.

1	2	3	4	5
Верхняя толща	Туфы и ксенотуфы кислого состава	Цирк	Ильм	Мо-Гем
	Флюидалльные лавы трахилипаритов	Ильм-Наэг-Цирк	Ап-Фл-Мо	Гем-Пир
	Граносиенит-порфиры (Чилтенские)	Ильм-Оран-Цирк	Урт-Цр-Тор-Фл-Мон-Фл	Мо-Си-Ап?-Гем-Ап
Б. Интрузивный ряд формаций				
I. Габбро-диорито-гранитовая				
72 Акчинский массив	Габбро-диориты и диориты	Х-пир-Ап-Сф-Цирк-Пир	Эп-Си-Ан-Ильм-Гем-Гран	Брук-Ильрут-Мо-Ап
	Гранодиориты	Х-пир-Цирк-Ап-Сф-Пир-Мт	Шеел-Гем-Гран-Орт	Брук-Ксено-Эп-Пирр-Мо-Ап
	Граниты	Х-пир-Ильм-Цирк-Ап-Мт	Гем-Пирр-Пир-Орт-Сф	Ан-Рут-Тур-Мон-Фл-Мо
Шаваз-Бедяутинский	Габбро-диориты	Ап-Сф-Пир-Цир-Х-пир-Мт	Пирр-Орт-Сф-Гран	Брук-Эп-Мо-Вис-Пирр
	Гранодиориты	Пир-Цирк-Сф-Ап-Мт	Х-пир-Ильм-Гран	Ан-Мон-Мо
	Граниты	Цирк-Ап-Мт	Моя-Фл-Х-пир-Пир-Тур-Гем	Ан-Мо-Шеел-Орт-Сф-Рут

Продолжение табл.

I	:	2	:	3	:	4	:	5
Карабау-Калобандыкский	Гранодиориты	Ап-Сф-Цирк-Мт	Х-пир-Пирр-Орт-Гран	Ан-Ап-Гал-Пир-Рут-Брук				
	Двусланяные граниты	Ильм-Цирк-Мт	Мо-Пирр-Ап-Рут-Ан-Х-пир	Ан-Фл-Гал-Шеел-Мон-Пир-Тур				
Наушали-сайский	Гранодиориты	Ильм-Цирк-Мт	Орт-Ап-Гран	Ан-Си-Тур-Сф-Х-пир-Пир				
II. Гранодиорито-адамеллитовая								
Башкы-зылсайский	Гранодиориты	Гран-Сф-Ап-Цирк-Пир-Мт	Гал-Ан-Вис-Орт	Ильм-Мон-Мо				
	Плагииграниты, граниты	Ап-Цир-Сф-Гран-Мт	Ан-Мон-Тур-Пир-Ильм	Орт-Шеел-Х-пир-Фл-Гал-Брук-Гем				
Акче-Шавезский	Гранодиориты	Ап-Цирк-Мт	Шеел-Гал-Гем-Ан-Орт-Сф-Гран	Тур-Мо-Си-Фл				
	Граниты	Ан-Цирк-Мт	Гал-Пирр-Ан-Тур-Мон-Пир	Тор-Си-Гем-Фл				
Сюрена-тинский	Гранодиориты и адамеллиты	Гран-Сф-Цирк-Ап-Мт	Тур-Х-пир-Орт	Эп-Ан-Гем				
	Плагииграниты	Цирк-Гран-Ап-Сф-Мт	Рут-Ан-Тур-Х-пир-Ильм	Брук-Фл				
Дукентский	Гранодиориты	Цирк-Ап-Мт	Ан-Тур-Гран-Орт-Сф-Пир	Ильм-Гем-Х-пир-Шеел-Брук-Гал-Фл				

Продолжение табл.

I	:	2	:	3	:	4	:	5
Ш. Гранито-аляскитовая								
Чимганский	Биотитовый гранит	Цирк-Ап-Сф-Фл-Гран-Орт-Мт		Тур-Брук-Рут-Ан-Мо		Наэ-Ильм-Гем-Колум-Оран-Ксен		
Кашмансайский	Биотитовый гранит	Цирк-Ап-Сф-Фл-Орт-Гран-Мт		Мо-Шеел-Ан-Гал		Наэ-Ильм-Гем-Колум-Оран-Ксен		
Иерташский	Аляскитоидный гранит	Мон-Фл-Рут-Ильм-Цирк-Мт		Тор-Колум-Ферг-И-рут-Гем-Орт-Ап		Бер-Тур-Мо-Оран-Гадо-Гран-Сф		
Саргардонский	Биотито-эмфиболовый аляскит	Цирк-Фл-Ап-Гран-Орт-Сф-Мт		Вис-Ксен-Брук-Гем-Самр-Мо		Рут-Ферг-Колум-Чев-Бер-Пирр-Шеел		
^{4/2} Чепташский	Биотито-эмфиболовый	Цирк-Фл-Ап-Гран-Орт-Сф-Мт		Вис-Ксен-Брук-Гем-Самр-Мо		Рут-Ферг-Колум-Чев-Бер-Пирр-Шеел		

П р и м е ч а н и е. Ан - анатаз; Ап - апатит; Брук - брукит; Бер - берилл; Вис - висмутин; Гал - галенит; Гран - гранат; Гадо - гадолинит; Гем - гематит; Ильм - ильменит; И - рут-ильменорутит; Касс - касситерит; Кор - корунд; Колум - колумбит; Ксен - ксеноним; Мт - магнетит; Мо - молибденит; Мон - монацит; Оран - оранжит; Наэ - назгит; Орт - ортит; Пир - пирит; Пирр - пирротин; Рут - рутил; Рен - рентгенит; Самр - самарский; Сф - сфен; Тор - торит; Тур - турмалин; Урт - уронотопит; Ферг - фергусонит; Фл - флюорит; Х-пир-халькопирит; Цирк - циркон; Цр - циртолит; Чев - чевкинит; Шеел - шеелит; Эп - эпидот; Аи, Си - самородное золото и медь.

Тип ассоциации выделяется в порядке возрастания абсолютных величин (\bar{X}) каждого минерала.

В таблице учтены данные 647 проб-протолок.

образованиями базальт-трахандезитовой и андезитовой формаций (гранодиорит-порфиры), также характеризующимися относительно повышенной концентрацией магнетита, пирита, халькопирита, меди и золота, связаны медно-золоторудные проявления (Алмалыкская группа, Гущай, Кызылалма, Карабзу и др., 6); с породами гранодиорит-гранитовой и андезит-дацитовой формаций связаны медная (Такен, Днавджу-рек и др.), свинцово-цинковая (Алтинтопканская группа месторождений, Колпаксай и др.), скарново-редкометалльная (Сиреньгата) минерализации.

Во всех случаях в породах этих формации отмечаются гранат-сфен-апатит-магнетитовый или циркон-сфен-магнетитовый типы ассоциаций акцессорных минералов со значительным содержанием халькопирита, галенита и турмалина. В то же время к продуктам гранит-аляскитовой и липаритовой формаций, характеризующихся циркон-ильменитовым типом, тяготеют свинцово-цинковая (Кумушкан, Лашкерек, Кургашикан, Кашмансай и др.), циркон-апатит-сфен-ортитово-редкометалльная (вольфрамитовая, шеелитовая, молибденитовая, Саргардон, Чимган и др.) и циркон-флюоритово-оловорудная, боровая и флюоритовая минерализации (Чибаргата, Наугарзан, Шавкатли, Верхнешавазское, Оясвйское и др.).

Это обстоятельство и иллюстрированный материал (см. таблицу) позволяют нам отметить, что породы каждой формации характеризуются конкретным типом ассоциации акцессориев, что является одним из критериев при оценке рудоносности магматических пород. В связи с этим площадь распространения каждого из них (особенно измененные зоны или участки) является наиболее благоприятной для постмагматического проявления ряда полезных ископаемых, участки распространения пород андезитовой (порфиритовой) формации благоприятны, в первую очередь, на золото, медь; андезит-дацитовой - на свинец, цинк, медь и липаритовой - на $F, TR, Nb, Ta, Sn, B, Pb, Bi$ и редкие щелочи.

диорит-гранодиоритовая формация - на *Fe, Cu*, а частично и *Au*; гранодиорит-гранитовая - на *Pb, Zn*; гранито-аляскитовая - на *Nb, Ta, W, Sn, Mo* и т.п.

Л и т е р а т у р а

1. А з и м о в П.Т., С м о р о д и н о в а Л.Д. Отбор и обработка проб массивов на акцессорные минералы. "Узб.геол.ж.", 1960, № 6.
2. А р а п о в В.А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. "Узб.геол.ж.", 1965, № 2.
3. Д а л и м о в Т.Н., А р а п о в В.А. и др. Вулкано-генные формации Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
4. Л я х о в и ч В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза, М., "Наука", 1967.
5. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, М., Госгеолтехиздат, 1960.
6. У р у н б а е в К.У. О связи эндогенных проявлений золота и меди с вулканическими образованиями в Кураминской подзоне. Тезисы докладов Межвузовского совещания по изучению рудогенеза, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
7. Х а м р а б а е в И.Х., А з и м о в П.Т. Акцессории как критерий металлоносности магматических комплексов. Сб. "Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов". Труды ИМГРЭ, М., 1968.
8. Х а м р а б а е в И.Х., У р у н б а е в К.У. Геохимические особенности гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана центральной части Чаткало-Кураминских гор и распределения в них некоторых акцессориев и малых элементов. Кн. "Акцессорные минералы изверженных пород", М., 1968.
9. Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.

Ю. Ю д и н В.Т. О верхнепалеозойских депрессионных
структурах Кураминской подзоны, "ДАН УзССР",
1967, № 10.

А. Кармов,

ГАББРОИДЫ БАССЕЙНА р. БУРАГАНСАЙ
(Туркестанский хребет, Южный Тянь-Шань)

Комплексное геологическое и геофизическое изучение земной коры и верхней мантии Средней Азии, в частности Узбекистана, представляет собой важную задачу при поисках новых рудных объектов. "Только на базе широкой постановки геологических наблюдений и геофизических исследований можно решить основные проблемы современной петрологии" (1). В связи с этим группа сотрудников Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН УзССР (А. Кармов, А.В. Покровский, В.А. Пак и др.) в 1968 г. проводила комплексное исследование Туркестанского хребта (на трассе профиля I-I отрезок от г. Уратюбе до сел. Айни). В задачу автора входило петрографическое изучение интрузивных и осадочно-метаморфических пород этого района.

В данной работе приводятся материалы автора, характеризующие вопросы петрографии и петрохимии упомянутых пород и распределение в них микроэлементов и акцессорных минералов. Общие сведения о геологии района приводятся в работах В.Н. Вебера, Н.М. Синицына, Г.С. Поршнякова, Н.Ф. Шинкарева и др. Более подробные данные по этому вопросу получены при мелкомасштабной геосъемке в 1958-1959 гг. М.М. Посоховой и др. Петрология габброидов S_2 соседнего района - бассейна р. Зааминсу (Мальгузар) изучена и освещена в литературе И.Х. Хамрабаевым и др. (4).

Туркестанские горы в интервале от г. Уратюбе до перевала Шахристан состоят из серий мелких складок, которые

ориентированы в СЗ ($290-300^{\circ}$) направлении; их крылья срезаются разломами. Наиболее крупные складки расположены в интервале от сел. Бураган до пер. Шахристан. Эта часть Туркестанского хребта наиболее глубоко эродирована. Сюда приурочены наиболее древние отложения палеозоя и большое количество тел габброидов.

В районе исследования широко распространены осадочно-метаморфические породы от кембрия до перми. Их литологи-ческий состав разнообразен: песчаники, сланцы, конгломераты, известняки, доломиты и др. Преобладают песчано-сланцевые толщи силура. Среди них выделены лландоверийские (графитизированные сланцы, песчаники), венлокские (песчаники, зеленоватые глинистые сланцы), лудловские (песчаники, сланцы, известняки).

Песчано-сланцевые отложения занимают более 95% площади. Они в разной степени изменены при региональном метаморфизме и на контакте с интрузивными телами с образованием серицит-хлоритовых, серицит-кварц-полевошпат-хлоритовых сланцев, мраморизованных известняков и др. Углы падения их в основном крутые (до 90°), азимут простирания - СЗ ($270-310^{\circ}$).

Сланцы лландовери представлены черными кварц-графит-серицитовыми сильно метаморфизованными породами. В их толщах встречаются маломощные пласты черных мраморизованных известняков и темно-серых ороговикованных песчаников. Глинистые сланцы и алевролиты венлока и лудлова - зеленоватые тонкослойчатые породы, состоящие из серицита, кварца, глинистого вещества, альбита, хлорита, кальцита, гематита, магнетита, лимонита. В толщах этих сланцев алевролитов переслаиваются пласты мелкозернистых песчаников и мраморизованных известняков. Песчаники - разномасштабные массивные породы и состоят из кварца, серицита, хлорита, кальцита, альбита, глинистого вещества, реже магнетита и гематита. Мраморизованные известняки - маломощные черные песчаные породы, состоят из кальцита и незначительного количества зерен кварца. Известняки девона и карбона - светло-серые, массивные, слабо-мраморизованные породы с фауной; состоят

из нераскристаллизованного карбоната и мелких кристаллов кальцита. Они встречаются в ядрах синклиналей.

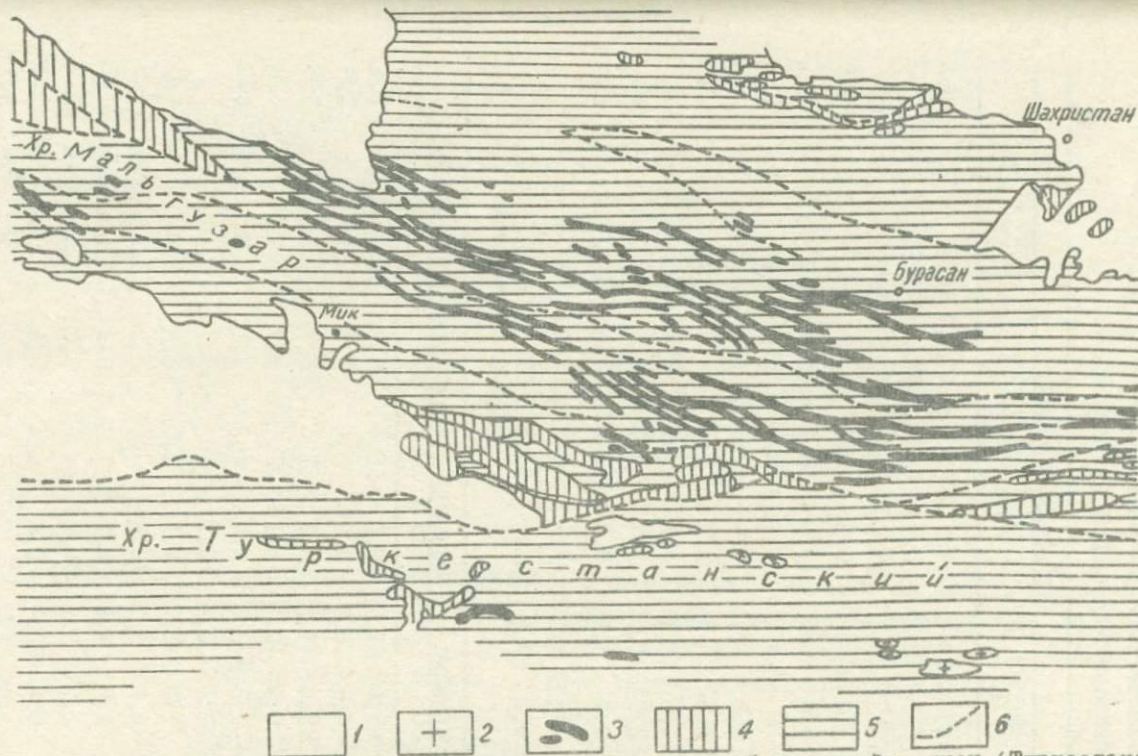
Глинистые сланцы, алевролиты и песчаники венлока и лландовери по химическому составу — породы, богатые кремнеземом, глиноземом, железом, магнием и калием (таблица). Алевролиты более богаты кремнеземом и бедны глиноземом и магнием, по сравнению с песчаниками и сланцами. Графитизированные сланцы бедны калием, песчаники — глиноземом и т.д.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы прорывают силурийские отложения в крыльях складок и слагают несколько габброидных, гранитных и щелочных тел, вытянутых в СЗ направлении. Они объединяются в 2 комплекса: габброидов S_2 и гранитов и щелочных пород S_3 . Преобладающая роль принадлежит габброидам. В районе имеются еще жильные породы: габбро-пегматиты в виде линзы среди габброидов и кварцевые диорит-порфиры. Дайки последних описаны в районе сел. Бураган, среди отложенной силура, их пространственная связь с габброидами района отсутствует.

Граниты и щелочные породы слагают мелкие штоки (2 км^2), которые расположены в верховьях руч. Актанга и Кусавли (правые притоки р. Бураган) в осевой части хребта. Материалы по ним отсутствуют.

Габброиды, наиболее древние интрузивные породы района, занимают значительную площадь (более 100 км^2 , общая ширина выходов 4,5 км, длина 40 км, рисунок) в районах между бассейнами рек Бураган, Зааминсу и Санзар. Они составляют около 15% площади в интервале от сел. Шахристан до пер. Шахристан. Ими образованы многочисленные тела, вытянутые в виде прерывистых полос в СЗ ($290-300^\circ$) направлении. В бассейне р. Бураган эти тела (более 20) встречаются от сел. Джаркутан до пер. Шахристан. Тела широко развиты и встречаются в интервале 12-15 км (от сел. Калдар до сел. Пекарни). Они имеют непостоянную мощность и протяженность. Более эродированные и крупные тела расположены в бассейне



Геологическая схема бассейнов рек Бурагансай, Санзар и Зааминсу (Туркестанские и Мальгузарские горы) по материалам М.М.Посоховой и др.:

1-мезо-каинозойские отложения; 2-штоки гранитов C_3 ; 3-дайкообразные тела габброидов (габбро-диабазов) C_2 ; 4 - известняки девона и карбона; 5-сланцы, песчаники и конгломераты нижнего палеозоя (преобладают силурийские) с конгломератами верхнего карбона и нижней перми; 6- разломы.

Т а б л и ц а

Химический состав палеозойских магматических и осадочно-метаморфических пород западной части Туркестанского хребта (в вес. %%)

Компо- ненты	Интрузивные породы							
	96	107	107/2	222	239	273	1	2
SiO ₂	51,4	54,4	54,7	48,8	47,6	51,4	48,2	50,5
TiO ₂	0,5	0,5	0,4	1,3	1,3	1,3	1,0	1,5
Al ₂ O ₃	17,9	19,3	15,1	16,0	15,2	18,5	17,9	15,3
Fe ₂ O ₃	1,3	0,2	0,3	0,2	3,9	1,2	3,2	3,8
FeO	4,8	6,0	5,0	12,1	11,9	11,2	6,0	7,8
MnO	-	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	5,3	4,4	4,4	7,9	6,6	3,0	7,5	5,8
CaO	10,3	6,3	9,1	7,2	4,3	8,3	11,0	8,9
Na ₂ O	1,1	4,8	3,1	2,0	2,3	3,3	2,6	3,1
K ₂ O	2,0	1,7	1,7	1,1	0,4	1,1	0,9	1,0
H ₂ O	0,4	0,4	0,8	0,3	0,4	0,5	1,5	1,9
п.п.п.	4,7	1,6	5,1	2,7	5,6	0,1		
Сумма	99,7	99,7	99,8	99,8	99,6	100,0		

Продолжение табл.

Компо- ненты	Жильные		Осадочно-метаморфические породы					
	100	129	123	152	49	48	174	154
SiO ₂	63,4	61,0	59,0	55,6	65,7	66,2	59,9	61,4
TiO ₂	0,2	0,3	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5
Al ₂ O ₃	18,4	17,5	17,0	21,9	15,7	14,3	22,9	10,6
Fe ₂ O ₃	0,7	0,5	1,1	2,5	4,7	3,1	0,4	0,3
FeO	1,5	2,6	4,4	4,1	1,1	3,0	5,6	3,7
MnO	0,1	0,1	Сл.	-	Сл.	0,1	-	-
MgO	1,3	2,7	4,1	3,0	1,4	1,8	3,1	4,0
CaO	4,8	5,3	3,8	0,6	2,9	2,2	1,8	7,9
Na ₂ O	4,8	4,8	0,1	1,1	0,8	1,6	1,5	1,2
K ₂ O	2,2	2,8	4,6	4,6	3,0	3,1	0,1	1,7
H ₂ O	0,4	0,4	0,6	0,6	0,4	0,5	0,8	0,4
п.п.п.	1,8	2,2	4,7	5,0	3,2	3,3	3,4	8,1
Сумма	99,6	100,2	100	99,6	99,4	99,7	100,1	99,8

Продолжение табл.

Числовые характеристики по методу А.Н. Заварицкого

a	4,9	13,5	9,8	6,0	5,7	9,7	7,1	8,8	14,1	14,8
b	29,1	15,4	18,8	26,5	31,6	19,8	27,0	25,9	4,7	9,7
c	9,0	6,4	5,8	8,1	5,4	8,3	8,7	6,2	5,6	4,5
s	55,8	64,7	65,8	59,3	57,3	62,5	57,2	59,6	75,4	70,9
Q	-5,2	-4,0	+6,6	-1,4	-2,2	-3,0	-8,5	-3,6	+17,2	+7,8
c'	51,7	9,9	30,6	1,8	-	11,5	18,7	18,7	7,3	20,2
a'	-	-	-	-	14,3	-	-	-	-	-
m'	29,8	50,4	41,0	51,9	37,1	26,7	48,8	38,8	47,1	48,2
f'	18,4	39,6	28,4	43,6	48,6	61,7	32,5	42,5	45,6	31,6
n	45,1	80,6	74,6	72,7	90,7	81,5	80,4	81,7	77,4	72,5
τ	0,7	0,6	0,5	3,0	2,1	1,8	1,5	2,2	0,3	0,4
φ	3,5	7,2	1,4	0,5	10,9	5,0	10,4	12,8	11,7	4,2

Примечание. Все образцы анализировались в химлаборатории ИГиГ АН УзССР; образец 96 - среднезернистое габбро, 107-кварцевое среднезернистое габбро, 107/2 - кварцевое габбро, 222- габбро с афанитовой структурой, 239- габбро с вкрапленниками пирита, 273 - черное среднезернистое габбро, 1 - габбро (по Р. Дали), 2 - дмабаз (по Р. Дали), 100 - габбро-пегматит, 129 - кварцевый диорит-порфирит, 123 - глинистый сланец, 152 - глинистый сланец, 49 - алевролитоглинистый сланец, 48 - алевролитовый сланец, 174 - черный алевролитовый сланец, 154- песчаник.

руч. Алтыкол (верховья р. Бураган). Крупные тела имеют мощность около 150 м, мелкие — несколько м, а протяженность от нескольких м до 12 км. Интрузивные тела габброидов Н.С. Торшиним считались "дайками", А.А. Лавровым — сателлитами крупного доломита, Н.Ф. Шинкаревым — интрузивными межпластовыми телами (5). Разнообразие пород первые два исследователя объясняют многократным внедрением основной магмы, Н.Ф. Шинкарев и др. — дифференциацией ее в магматической стадии на месте остывания.

Тела габброидов обычно имеют согласное залегание с вмещающими породами. Залегание, особенности внутреннего строения, степень контактового воздействия, тенденция обогащения верхних частей более кислыми разностями указывают на их доскладчатый характер и первичное пологое залегание. Затем они были выведены из этого залегания и приобрели характер крутопадающих тел, участвующих в складчатой структуре района (5). По предварительным результатам Ф. Аскарова (К-Аг-метод), абсолютный возраст габброидов 306-323 млн. лет (+5-10), что соответствует среднему карбону.

Петрографическая характеристика

Габброиды — авгит-роговообманково-биотитовые темно-серые с зеленоватым оттенком массивные равнозернистые (среднезернистые до афанитовых) породы. Они имеют разности, возникшие в магматической (дифференционной, контактово-реакционной) и постмагматической стадиях. Авгита в них — 20-25%, иногда 35 (в породах дайкообразных крайних северных тел до 2-3%), обыкновенной роговой обманки — 2-3% (в породах из тел самых крайних участков до 30), биотита — до 6, плагиоклава — 50-60, кварца — до 6, калиевого полевого шпата — ед.з.

Вторичные минералы представлены карбонатом, кальцитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом, актинодитом и лейкоксенон; акцессорные — апатитом, ильменитом, сфеном, пиритом (в афанитовых измененных породах мелких тел или краевых зон) и реже цирконом. По минеральному составу описыва-

емые породы представлены от кварцевых габбро- до габбро-диабазов. Структура пород офитовая и пойкилоофитовая (в породах крайних северных дайкообразных тел — призматически-зернистая).

Аналогичного с габброидами состава и пегматиты, но они более кислые и лейкократовые. Размер линз пегматитов бывает до 18x8 см. Макроскопически в них отмечаются идиоморфные кристаллы плагиоклаза (размер 4,0x1,5 см), авгита и амфибола.

Кварцевые диорит-порфириты образуют дайки мощностью до 1,1 м, длиной до 50 м. Их азимут простирания — СВ (310°), угол падения почти 90° . Это зеленовато-темно-серые породы с фенокристаллами идиоморфного плагиоклаза (31%, размер до 1,0x0,5 см), кварца (2%), амфибола (18%), биотита (резко преобладает плагиоклаз) с мелкозернистой или тонкозернистой основной массой (49%). Последняя состоит из табличек плагиоклаза и амфибола, реже кварца.

Из вторичных минералов присутствуют магнетит, серпичит, карбонат, хлорит; из аксессуарных (1%) — апатит, ильменит, сфен и реже циркон. Общее количество плагиоклаза 71%, амфибола 24, кварца 5. Структура пород — порфировая с призматически-зернистой основной массой. Описываемые породы схожи с кварцевыми диоритпорфиритами гор Кульджуктау (Тозбулак) по минеральному и химическому составу и структурно-текстурным особенностям. Видимо, они связаны с телами гранитоидов, еще не вскрытых эрозией.

Породообразующие и вторичные минералы. П л а г и о — к л а з образует в габброидах идиоморфные табличчатые кристаллы (в порфиритах — фенокристаллы). Они идиоморфнее, чем темноцветные минералы. По составу они соответствуют андезит-лабрадору (№ 45-50). Размер их кристаллов 0,1-3,5 мм в длину. Они полисинтетически двойникованы, иногда зональны. Плагиоклаз нередко встречается в виде пойкилитовых включений в авгите. Он замещен серпичитом, карбонатом, хлоритом, цоизитом, эпидотом; на контакте с калиевым полевым шпатом в краевых зонах его кристалла возникает мирмекист.

К в а р ц встречается только в более кислых разновидностях габброидов - в кварцевых диорит-порфиритах. Он обычно ксеноморфен, содержится от единичных зерен до 5-6%. Калиевый полевой шпат представлен микроклином и встречается в виде единичных ксеноморфных зерен в кварцевых габбро и порфиритах.

А в г и т образует короткопризматические бесцветные кристаллы с пойкилитовыми включениями плагиоклаза. Угол погасания ($c: N_g = 41-46^\circ$). Двупреломление - высокое (0,018-0,020). $N_g = 1,720$, $N_p = 1,702$. Размер кристаллов колеблется от 0,7 до 4,5 мм. Иногда встречается в виде простых двойников. Он замещен карбонатом, цоизитом, хлоритом, актинолитом. Последний представлен радиально-лучистыми зернами, ассоциирующимися с хлоритом.

Обыкновенная роговая обманка образует мелкие удлиненно-призматические кристаллы. Плеохроизм в зеленовато-бурых тонах. $c: N_g = 15-20^\circ$. $N_g = 1,656$; $N_p = 1,638$; $N_g - N_p = 0,018$. В габброидах из дайкообразных тел самых северных и южных выходов роговая обманка играет преобладающую роль (до 30%). Она замещена кальцитом, хлоритом, магнетитом.

Биотит встречается в виде чешуек размером до 1 мм. Плеохроизм от красно-бурого (N_g) до желтого (N_p), $c: N_g = 0^\circ$. Он замещен хлоритом и магнетитом.

Кальцит содержится до 1% и развит по плагиоклазу, амфиболу и авгиту. **Хлорит** - мелкие зеленоватые зерна, замещает плагиоклаз, биотит и авгит. **Серпикит** развит неравномерно по плагиоклазу всех пород в виде мельчайших бесцветных чешуек. **Эпидот** и **цоизит** также развиты по плагиоклазу в виде бесформенных зерен размером до 0,3 мм.

Акцессорные минералы. **Ильменит** в породах содержится до 6%. В габброидах бассейна р. Зааминсу отмечалось высокое содержание его - более 10% (4). Ильменит образует изометрические, червеобразные и пластинчатые кристаллы размером от 0,2 до 1,5 мм, иногда до 4 мм. В нем встречаются включения плагиоклаза. Часто он перехо -

дит в сфен и лейкоксен. Сфен образует конвертообразные кристаллы или каемки вокруг ильменита. Содержится в количестве до 1%.

А п а т и т образует призмы, шестигольники, иголки и ксеноморфные кристаллы. Его содержание в породе до 2%. Размер от 0,005x0,10 до 0,10x30 мм (2:1 - 15:1).

Ц и р к о н встречается в виде единичных зерен призматического облика. В поперечном срезе дает четырехугольники. П и р и т в породах в количестве до 3% встречается в виде кубических кристаллов размером до 0,6x0,6 см; золотисто-желтый с металлическим блеском.

Петрохимия

Петрохимия интрузивных и жильных пород района основывается на результатах 8 анализов (см. таблицу). Состав интрузивных пород колеблется от кварцевых габбро до габбро, близко к среднему типу Р. Дали, но с большей величиной "S" и меньшей - щелочных алюмосиликатов, цветных силикатов, "с". Они относятся к классу пород, насыщенных кремнеземом (классификация А.Н. Заварицкого).

Габброиды северных и южных мелких тел или краевых зон (т.96, 107, 273) богаты SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и бедны TO_2 , FeO , MgO по сравнению с габброидами центральных крупных тел (т.222). При этом содержание Ti , Mg , Fe в первых в 2 раза ниже, в последних - в пределах или в 1,5 раза выше кларка. Отношение $Fe_2O_3:FeO$ (величина окисленности) в два и более раза ниже, чем в средних типах по Р. Дали.

В богатых ильменитом линзовидных рудных зонах крупных тел в бассейне р. Зааминсу, описанных И.Х. Хамрабаевым, содержание TiO_2 6-7, иногда более 10%. Содержание Fe и Mg в сланцах и песчаниках в 1,5 раза выше, Ti - в 1,5 раза ниже кларка. В габброидах, сланцах и песчаниках 150 спектральными анализами дополнительно установлены, %: титан (0,1-1,0), хром, ванадий, никель и кобальт (0,001-0,010), медь (0,001-0,005), цинк, барий и стронций (0,01-

0,05), цирконий и галлий (0,001-0,005), фосфор (0,1-0,5), молибден (0,001); в известняках - кремний и алюминий (1), железо (0,1-0,5), титан и стронций (0,01-0,05), цирконий (0,001-0,005), медь (0,001).

Кварцевые диорит-порфиры по химическому составу близки к среднему кварцевому диориту Р. Дали. По сравнению с последним, в описываемых породах значения щелочных алюмосиликатов, общего количества кремния, магнезиальности, избыточного кальция - высокие, значения цветных силикатов, железистости и "с" - низкие (таблица). Они относятся к классу пород, слабепересыщенных кремнеземом и бедных щелочами (классификация А.Н. Заварзцкого).

В ы в о д ы

1. Среди интрузивных пород резко преобладающая роль принадлежит габброидам, представленным кварцевыми габбро, габбро и габбро-диабазами. Большое количество их тел приурочено к северной приосевой части Туркестанского хребта - крупного антиклинория (верховья р. Бураган), сложенного наиболее древними (ордовик-силурийскими) отложениями. На ЮЗ и СВ эти отложения постепенно сменяются более молодыми.

2. Габброиды характеризуются пониженным содержанием CaO , MgO , Fe_2O_3 по сравнению со средними Р. Дали, повышенным - SiO_2 , FeO , K_2O , низкой величиной окисленности железа ($\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$), натриевым характером ($n > 50$).

3. В габброидах крупных тел в повышенном количестве (до 6%) содержатся ильменит, апатит, сфен, в породах мелких тел - и пирит (до 3%).

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Заключительное слово. В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", М., Госгеолтехиздат, 1960.

2. В и н о г р а д о в А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. "Геохимия", 1962, № 7.
3. С и н и ц ы н Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
4. Х а м р а б а е в И.Х., Г а м а л е е в И.Е. и др. Мальгузарские горы. В кн.: "Петрография Узбекистана", кн. 2, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1965.
5. Ш и н к а р е в Н.Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Изд-во ЛГУ, 1966.

Ф.А.Усманов, В.Т.Юдин

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ЧЕРЕДОВАНИЯ ПОРОД В ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ
ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

В работе "Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации" (2) Х.М.Абдуллаев писал: "Существенной особенностью современной науки вообще и геологии - в частности, является, с одной стороны, широкая дифференциация внутри каждой области знаний, с другой - интеграция наук, их взаимопроникновение и образование пограничных областей (геохимия, геофизика и т.д.)".

Х.М.Абдуллаев не раз подчеркивал важность количественной обоснованности выводов. В монографии "Магматизм и оруденение Средней Азии" (I) он впервые для Средней Азии дал количественные характеристики распределения различных интрузивных и вулканогенных пород по геоструктурным зонам, данные абсолютного возраста магматических пород и т.д.

В связи с бурным развитием математической геологии и использованием ЭВМ для решения геологических задач появилась возможность количественного изучения магматических процессов, некоторых общих вопросов петрологии - проблем, которым Х.М.Абдуллаев уделял много внимания.

В данной работе сделана попытка выявления особенностей развития во времени вулканогенных процессов в Чаткало-Кураминских горах методами теории вероятностей и математической статистики. Пусть какой-либо разрез осадочной или вулканогенной толщи разбит на n частей таким образом, что каждая из них сложена породой одного из m типов (прокумерованных от I до m) и любые пары соседних (контактирующих) частей принадлежат к разным типам. Допустим, что, записывая номера типов пород в порядке их встречи снизу вверх по разрезу, мы составили последовательность чисел:

$$x_1, x_2 \dots x_t, \dots, x_n;$$

(I)

$$x=1, 2, \dots, m.$$

Последовательность (I) можно рассматривать как реализацию случайного процесса $X(t)$ с конечным числом состояний и дискретным параметром t . В этом случае изучение чередования пород разных типов по разрезу может быть сведено к определению оценок характеристик случайного процесса по его реализации (I).

С применением указанного метода исследовались данные всех имеющихся в настоящему времени разрезов (II3) по покровной группе фаций андезито-дацитово́й (C_{2-3}) и липаритовой (P_{I-2}) формаций Чаткало-Кураминских гор.

По составу выделены следующие разновидности вулканитов: основные (диабазы, долериты, пироксеновые порфириты), андезиты, андезито-дациты, дациты, ультракислые (липариты, кварцевые порфиры, сферолитовые порфиры и др.).

По структурным особенностям выделяются следующие разновидности, относящиеся к 3 генетическим типам пород.

1. Осадочные: а) терригенные, грубообломочные, среднеобломочные, мелкообломочные; б) хемогенные,

2. Вулканогенно-осадочные: а) туфоконгломераты, б) туфогравелиты, в) туфопесчаники.

3. Вулканогенные: а) туфы, б) туфолан, в) туфобрекчи, г) лавы, д) лавобрекчи.

Каждая разновидность породы была закодирована числом и все разрезы были переписаны в виде последовательности из этих чисел. Были составлены 2 последовательности. Одна из них характеризует чередование пород разного состава в разрезах и состоит из 1200 элементов, другая, включающая 2800 элементов, соответствует последовательности расположения пород различных структурных разновидностей. Эти последовательности были статистически проанализированы Ф.А. Усмановым на ЭВМ по составленной им программе, позволяющей подсчитывать по заданной числовой последовательности частоты переходов n_{ji} ($i, j = 1, 2, \dots, m$) в (I) и вычислять оценки следующих статистик:

1) вероятности P_{li} встречи породы i -ой разновидности в разрезах в случае, когда неизвестно ее положение относительно других пород и ее стандарта $\sigma_{P_{li}}$;

2) вероятности ("переходной") P_{ji} того, что по разрезу после породы j -ого типа будет встречена порода i -ого типа и ее стандарта $\sigma_{P_{ji}}$;

3) коэффициента связи A_{ji} и ее стандарта $\sigma_{A_{ji}}$

4) "квадратической сопряженности" f_{ji}^2 .

Для вычисления оценок f_{ji}^2 и A_{ji} матрица частот переходов $\|n_{ji}\|$ ($i, j = 1, 2, \dots, m$; n_{ji} - частота перехода по разрезу из j -ого типа породы в i -ый) рассматривалась как матрица сопряженности признаков и обрабатывалась с помощью методов статистически качественных признаков (3). С помощью вычисленных значений f_{ji}^2 для каждой пары i и j проверялась гипотеза:

$$H_0(ji) : A_{ji} = 0; \quad (2)$$

при альтернативной

$$H_1(ji) : A_{ji} \neq 0, \quad i, j = 1, 2, \dots, m.$$

Изучение результатов обработки приводит к следующим основным выводам.

Закономерности изменения состава пород (таблица).

При проверке гипотез (2) при 5%-ном уровне значимости в ряде случаев принята H_1 и установлена вероятностная зависимость в расположении пород различного состава (значимые оценки A_{ji} в таблице подчеркнуты).

Положительные \tilde{A}_{ji}^x вычислены для пород, с одной стороны, наиболее близких, с другой - резко различных составов. Это связано с тем, что оценки вероятности перехода P_{ji} между породами близких и резко различных (основные, ультракислые) составов больше, чем в случае хаотического взаиморасположения. Для остальных случаев вычислены отри-

^x Буквами с волнистой чертой сверху обозначены оценки соответствующих статистик.

цательные и, как правило, небольшие значения \tilde{a}_{ji} . Из-за этой закономерности матрица $\| \tilde{a}_{ji} \|$ оказалась симметричной по знаку \tilde{a}_{ji} относительно главной диагонали (при условии расположения пород по строкам и столбцам по возрастанию или убыванию основности, таблица).

Перечисленные выше закономерности можно объяснить тем, что в разрезах рассматриваемых толщ чаще, чем при хаотическом взаиморасположении встречаются последовательности по - род^X: 1) с постепенным изменением состава (основные → андезиты → андезито-дациты → ультракислые, а также в обратной последовательности); 2) с резким изменением состава (основные → ультракислые, ультракислые → основные).

Закономерности чередования пород различных структурных разновидностей

Для последовательности, составленной по структурному признаку, при проверке гипотез (2) при 5%-ном уровне значимости также во многих случаях принята H_T и установлена вероятностная зависимость во взаимном расположении пород в рассматриваемых толщах вулканитов. Значимые оценки коэффициента связи вычислены для следующих упорядоченных пар пород. Осадочные грубообломочные → осадочные мелкообломочные, $\tilde{a} = 0,645$; туфопесчаники, $\tilde{a} = 0,442$. Осадочные среднеобломочные → осадочные мелкообломочные, $\tilde{a} = 0,709$. Осадочные мелкообломочные → осадочные грубообломочные, $\tilde{a} = 0,604$; среднеобломочные, $\tilde{a} = 0,659$; хемогенные, $\tilde{a} = 0,779$, туфопесчаники, $\tilde{a} = 0,303$; туфолавы, $\tilde{a} = -0,688$; туфобрекчии, $\tilde{a} = -0,371$; лавобрекчии, $\tilde{a} = -0,810$. Хемогенные → осадочные среднеобломочные, $\tilde{a} = 0,668$; мелкообломочные, $\tilde{a} = 0,800$; туфопесчаники, $\tilde{a} = 0,342$; туфы, $\tilde{a} = -0,638$. Туфоконгломераты → туфогравелиты, $\tilde{a} = 0,511$; туфопесчаники, $\tilde{a} = 0,347$; туфы, $\tilde{a} = 0,340$; лавобрекчии, $\tilde{a} = -0,633$. Туфогравелиты → туфоконгломераты, $\tilde{a} = 0,626$; туфопесчаники, $\tilde{a} = 0,416$; туфолавы, $\tilde{a} = -0,582$. Туфопесчаники → :

^X Здесь и далее стрелкой указан порядок смены пород снизу вверх по разрезу.

Т а б л и ц а

Разновидности вулканитов по составу	Статистики	Основные	Андезиты	Андезитодациты	Дациты	Ультракислые	P_i	B_{P_i}
Основные	P_i	0,000 ^x	0,148	0,079	0,216	0,557		
	B_{P_i}	0,000	0,038	0,029	0,044	0,053	0,256	0,024
	Q_i	-1,000	0,289	-0,051	-0,106	<u>0,622</u>		
	B_{Q_i}	0,000	0,171	0,226	0,147	0,080		
Андезиты	P_{2i}	0,361	0,000	0,167	0,167	0,305		
	$B_{P_{2i}}$	0,080	0,000	0,062	0,062	0,077	0,103	0,016
	Q_{2i}	0,274	-1,000	0,419	-0,258	-0,016		
	$B_{Q_{2i}}$	0,172	0,000	0,204	0,218	0,191		
Андезитодациты	P_{3i}	0,156	0,250	0,000	0,375	0,219		
	$B_{P_{3i}}$	0,064	0,076	0,000	0,085	0,073	0,085	0,015
	Q_{3i}	-0,324	<u>0,552</u>	-1,000	0,333	-0,257		
	$B_{Q_{3i}}$	0,225	0,158	0,000	0,173	0,207		

Разновидности: вулканитов по: составу	Статис- тики	Основ- ные	Андези- ты	Андези- то-даци- ты	Даци- ты	Ультра- кислые	P_i	σ_{P_i}
Даци- ты	P_{Di}	-0,250	-0,066	0,171	0,000	0,513		
	$\sigma_{P_{Di}}$	0,050	0,028	0,043	0,000	0,057	0,244	0,023
	Q_{Di}	-0,020	-0,291	<u>0,524</u>	-1,000	<u>0,512</u>		
	$\sigma_{Q_{Di}}$	0,150	0,229	0,145	0,000	0,099		
Ультра- кислые	P_{Si}	0,463	0,083	0,028	0,426	0,000		
	$\sigma_{P_{Si}}$	0,048	0,026	0,016	0,048	0,000	0,312	0,025
	Q_{Si}	<u>0,639</u>	-0,163	<u>-0,631</u>	<u>0,593</u>	-1,000		
	$\sigma_{Q_{Si}}$	0,078	0,197	0,187	0,086	0,000		

95

Х Элементы главных диагоналей матриц $\|P_{j_i}\|$ и $\|Q_{j_i}\|$ ($i, j = 1, 2, \dots, m$),
из-за указанного выше способа разбиения разреза равны $P_{i_i} = 0$; $Q_{i_i} = -1$.

осадочные грубообломочные, $\tilde{Q} = 0,565$; мелкообломочные, $\tilde{Q} = 0,249$; туфоконгломераты, $\tilde{Q} = 0,249$; туфогравелиты, $\tilde{Q} = 0,479$; туфолавы, $\tilde{Q} = -0,325$; лавы, $\tilde{Q} = -0,336$; лавобрекчии, $\tilde{Q} = -0,457$. Туфы \rightarrow : туфоконгломераты, $\tilde{Q} = 0,303$; туфолавы, $\tilde{Q} = 0,412$; туфобрекчии, $\tilde{Q} = 0,266$; лавы, $\tilde{Q} = 0,346$. Туфолавы \rightarrow : осадочные мелкообломочные, $\tilde{Q} = -0,824$; туфопесчаники, $\tilde{Q} = -0,338$; туфы, $\tilde{Q} = 0,280$; лавы, $\tilde{Q} = 0,480$; лавобрекчии, $\tilde{Q} = 0,531$. Туфобрекчии \rightarrow : туфы, $\tilde{Q} = 0,268$; лавы, $\tilde{Q} = 0,297$; лавобрекчии, $\tilde{Q} = 0,340$. Лавы \rightarrow : туфопесчаники, $\tilde{Q} = -0,329$; туфы, $\tilde{Q} = 0,368$; туфолавы, $\tilde{Q} = 0,413$; лавобрекчии, $\tilde{Q} = 0,585$. Лавобрекчии \rightarrow лавы, $\tilde{Q} = 0,421$.

Выявлены некоторые закономерности, относящиеся к знаку \tilde{Q}_{ji} . Оценки коэффициента связи, вычисленные для пород структурных разновидностей, относящихся к одному генетическому типу, положительные и обычно большие (до 0,8). Исключения составляют отрицательные \tilde{Q}_{ji} , вычисленные для хемогенных и грубообломочных осадочных пород и для туфов и туфобрекчий. Во всех случаях, кроме сочетаний, в которые входят мелкообломочные осадочно-вулканогенные породы и туфы, для пар структурных разновидностей пород, относящихся к разным генетическим типам, вычислены отрицательные и в большинстве случаев малые по абсолютной величине \tilde{Q}_{ji} . Эта закономерность объясняется наличием тенденции к пространственной и временной ассоциации пород структурных разновидностей, принадлежащих одному генетическому типу. Она свидетельствует о том, что использованная здесь классификация пород по структурному и генетическому признакам согласуется, вообще, с особенностями строения изучаемых толщ.

Закономерности чередования пород в вулканогенных толщах, так же как и примененные в этой работе методы, могут быть использованы для сопоставления разрезов, изучения развития вулканизма и процессов осадконакопления во времени и т.п.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.
2. А б д у л л а е в Х.М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, 1961.
3. Ю л Дж. Э., К е н д э л М.Дж. Теория статистики. М., 1960.

Дж.Матчанов

ДАЙКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАК КРИТЕРИЙ МНОГОЭТАПНОСТИ
ОРУДЕНЕНИЯ (на примере Кураминского хребта)

Х.М.Абдуллаев (2) подчеркивал, что "...выяснение взаимоотношения различных даек с рудными месторождениями является важной металлогенической проблемой, решение которой при правильном методологическом подходе может дать весьма интересные материалы для теории рудообразования".

Большинство из известных критериев, позволяющих установить более ранний, чем завершение магматического процесса, возраст оруденения, относятся к фактам пересечения дайками рудных зон. Наиболее четко устанавливаются взаимоотношения скарново-рудных и гидротермальных рудных тел с дайками диабазовых порфиритов, реже с дайками гранитоидных пород. Эти сведения приведены в опубликованных работах Х.М.Абдуллаева (1, 2, 3, 4), В.Ф.Викторова (7), А.Кажарова (12), И.М.Мирходжаева (15), О.П.Горьковского (10), Дж.Матчанова и Р.А.Мусина (15) и др.

Многовозрастность даек и рудных образований уже установлена. Однако реставрация истинной последовательности проявлений рудной минерализации в Кураминском регионе, где многократно повторялось внедрение интрузии, которое сопровождается соответствующими постмагматическими минерализациями, является весьма сложной. Особенно трудно изучение этой проблемы в таких районах, как Алмалыкский, где накладываются друг на друга магматизм различных этапов развития тектономагматического цикла.

В Кураминском хребте зафиксировано много случаев взаимопересечений даек диабазовых порфиритов с различными типами рудной минерализации, но часто не отмечен относительный возраст самих диабазовых порфиритов, что затрудняет реставрацию истинной последовательности формирования рудной минерализации.

В северо-западной части Кураминского хребта широко развиты скарново-рудные тела. На месторождении Турангли и Аткулак дайки диабазовых порфиритов прорывают скарново-магнетитовые тела, а те, в свою очередь, прорываются кварц-баритовой жилой с магнетитом и медной зеленью и кальцит-флюоритовыми прожилками (Абдуллаев, 2; Кажаров, 12; Горьковой, 10).

В дайках диабазовых порфиритов Канмансура отмечаются прожилки галенита (Горьковой, 10). На месторождениях Северный Джангалы и Чалата-Алтынтопканского рудного поля дайки диабазовых порфиритов прорывают скарново-полиметаллические тела (Абдуллаев, 2; Кажаров, 12; Горьковой, 10).

На месторождении Мышик-кол дайка фельзит-порфира прорывает скарновые тела с галенитом. В Курусая дайки диабазовых порфиритов прорывают скарново-полиметаллические тела, которые, в свою очередь, рассекаются дайками сиенит-порфиритов (Абдуллаев, 2).

В юго-западной части Кураминского хребта (бассейны рек Уткем-су, Бегулы-сая, Кармазар-сая) дайки диабазовых порфиритов прорывают кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые жилы, а они, в свою очередь, секутся прожилками кварца и карбоната (Козлова и др., 13).

По данным В.М.Турлычкина (18), в Канджольском рудном поле дайки кварцевых диоритовых порфиритов (P_2) и кварцевых порфиров (Кызылнуринского типа - Т) секутся кварц-полевошпат-карбонатными жилами с золотой и серебряной минерализацией. Рудные жилы пересекаются дайками диабазовых порфиритов северо-восточного простирания.

Отмеченные кварц-карбонат-золоторудные жилы и секущие их дайки диабазовых порфиритов на месторождении Школьное прорываются кварцево-полиметаллическими жилами и скарново-полиметаллическими телами с серебром. Скарнированию (гранат-пироксеновому) подвергались более ранние карбонаты в кварц-карбонат-золоторудных жилах и диабазовые дайки (Турлычкин, 18).

В Алмалыкском районе известны взаимоотношения двух с различными типами гидротермальной минерализации (золоторуд-

ной, медно-молибденовой, сварново-полиметаллической, молибденовой, кварц-гематитовой, кварц-халькопиритовой и др.). Так, на месторождении Чилик дайка диоритового порфирита северо-западного простирания, ассоциирующаяся с пермскими дайками сиенито-диоритовых порфиритов I фазы, прорывает кварц-золоторудную зону субмеридионального простирания.

На месторождении Ак-Турпак, по данным Н.А.Яковлевой, дайки диоритового порфирита и гранодиоритового состава секут кварц-золоторудную жилу. На месторождении Сары-Чеку субмеридиональные дайки (апофизы) гранодиорит-порфиров ($C_3 - P_I$) подвергаются медно-молибденовой минерализации, а дайки граносиенит-порфиров II фазы прорывают медно-молибденовые рудные тела и содержат ксенолиты последних (Викторов, 7; Матчанов, Мусин, 15).

Кварцевые монциты, параллелизуемые по возрасту с дайками сиенито-диоритовых порфиритов I фазы, вскрытые скважинами на значительной глубине в районе месторождения Сары-Чеку, содержат медное оруденение. В самих дайках содержание меди (80 г/т) и молибдена (9 г/т) в соответствующих породах значительно больше их кларка (А.П.Виноградов, 8).

Серициты, сопровождающие медно-молибденовое оруденение месторождений Сары-Чеку и Калмакыр, показывают абсолютный возраст в пределах 266-269 млн. лет (Е.М.Головин). Абсолютный возраст послерудных даек граносиенит-порфиров II фазы - 253-256 млн. лет (Т.Тулганов).

По полученным фактам предполагается синхронность формирования даек сиенито-диоритовых порфиритов I фазы и медно-молибденово-золоторудной минерализации.

На Кургашинке, по данным Г.Х.Клиблея (5), дайка плагиоклазового порфирита ($P_I?$) прорывает сварновые тела, на дайку наложена полиметаллическая минерализация. Аналогичные дайки диоритовых порфиритов на месторождении Сары-Чеку прорываются дайками граносиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров II фазы.

Дайки лампрофиров, гранодиорит-порфиров и адамеллит-порфиров II фазы в западной части Алмалынского района и далее к западу, в районах развития карбонатных отложений,

сопровождаются скарново-полиметаллической минерализацией (Абдуллаев и др., 3). В самих дайках отмечается повышенное содержание свинца (38 г/т) и цинка (460 г/т), что подтверждает парагенетическую связь полиметаллической минерализации с гранитоид-порфировыми дайками II фазы.

На участках концентрации даек гранит-порфиров III фазы отмечается молибденовая минерализация (Шаугаз, Янгаклы). Окварцеванные, серицитизированные, пиритизированные гранитоиды с молибденовой минерализацией на участке Янгаклы прорываются дайками диабазовых порфиритов северо-восточного простирания.

Повышенная концентрация молибдена (27 г/т) в дайках гранит-порфиров и ассоциация даек с молибденовым оруденением в пространстве позволяют предполагать об их синхронности. По геолого-структурному положению молибденовое оруденение напоминает район молибден - вольфрамовых месторождений Нура-Талды в Центральном Казахстане, парагенетически связанных дайками невадитовых гранит-порфиров (Ефремова, II).

Субвулканические дайки кварц-диоритовых порфиритов северо-восточного направления трахибазальтовой формации (ревашской свиты P_2) сопровождаются кварц-гематитовыми жилами Железного разлома, которые, в свою очередь, прорываются дайками диабазовых порфиритов северо-западного простирания (Матчанов, I4).

Пространственная и временная близость даек кварцевых диоритовых порфиритов с кварц-гематитовой жилой Железного разлома, а также их одинаковая ориентированность позволяют предполагать об их синхронности.

В восточной части Алмалыкского района в верховьях савев Кандыр, Курук, Сарыташ и Кыркыыз дайки гранит-порфиров III фазы, микрогранит-порфиров и фельзит-порфиров IV фазы, базикварцевых диабазовых порфиритов северо-западного простирания секутся кварц-барит-халькопиритовыми, кварц-халькопиритовыми жилами (Матчанов, I4).

Самые молодые магматические образования в Алмалыкском районе - единичные дайки кварцевых порфиров, порфирито-кварц-порфиритового комплекса (Т), ассоциирующиеся с кварц-халькопиритовыми минерализациями в восточной части Алмалыкского

района. Взаимоотношения их с рудной минерализацией не выявлены. Пространственная и временная близость даек кварцевых порфиров и кварц-халькопиритовых жил позволяет предполагать об их парагенетической связи.

В восточной части Кураминского хребта изучено взаимоотношение даек диабазовых порфиров с золоторудными и низкотемпературными полиметаллическими минерализациями.

На Кочбулакском рудном поле кварцево-золоторудные жилы, заключенные в субвулканических дайках кварцевых сиенито-диоритовых порфиров ($C_2^?$) субмеридионального простирания, секутся дайками диабазовых порфиров северо-восточного простирания. Отмеченные дайки и кварцево-золоторудные жилы пересекаются жилами барита, карбонатов и кварца с небольшим содержанием сульфидов свинца, цинка, и меди (Валейшо, Голощук, Мансуров и др., 6).

На участке рудопроявления Учкыз дайки диабазовых порфиров прорывают кварцевые жилы с золотом и молибденитом, расположенные в порфиритах акчинской свиты ($C_2^I - C_2^2$), а сами, в свою очередь, секутся кварцево(флюорито) - барито - карбонатными жилами с сульфидной минерализацией (Хан, 1968). В лашкерекском рудном поле Д.Т.Хан указывает на наличие обломков золотоносного кварца в базальных слоях Надакской (C_2^3) и оясайской (C_3) свит, а также в эруптивной брекчии трубчатых тел взрыва (C_3). Золотоносные кварц-карбонатные жилы среди акчинских вторичных кварцитов перекрываются базальными конгломератами надакской свиты (рудопроявление Катта-Кашка).

На Чадакском рудном поле дайки пироксеновых диабазовых порфиров субширотного простирания прорывают кварцево-золоторудные жилы (Абдуллаев, 2; Мусин, Мансуров, Матчанов, 17).

По данным И.М.Мирходжаева, на месторождении Лашкерек дайки диабазовых порфиров северо-восточного простирания прорываются гидротермальной полиметаллической рудной зоной, которая, в свою очередь, пересекается и частично перемещается пострудными дайками диабазовых порфиров северо-западного простирания (Абдуллаев, 2).

На всех участках Кураминских гор отмечается неоднородность рудной минерализации, последовательность формирования которой устанавливается по наличию взаимоотношений ее с дайками различного возраста.

На основании анализа данных взаимоотношения даек с оруднением можно составить следующую развернутую схему последовательности формирования рудной минерализации по отношению к пермо-триасовым дайкам Кураминских гор.

1. Скарново-магнетитовая минерализация. 2. Кварцево-золоторудная минерализация. 3. Дайки диоритовых и сиенито-диоритовых порфиритов, грано-сиенит-порфиров I фазы северо-западного простирания (P_{I-2}); медно-молибденово-золоторудная минерализация. 4. Лампрофировидные диоритовые порфириты, адамеллит-порфиры, гранодиорит-порфиры и граносиенит-порфиры II фазы восток - северо-восточного простирания (P_{I-2}); скарново-полиметаллическая минерализация. 5. Гранит-порфиры III фазы запад-северо-западного простирания (P_{I-2}); молибденовая минерализация. 6. Микрогранит-порфиры и фельзит-порфиры IV фазы северо-восточного простирания (P_{I-2}). 7. Субвулканические дайки кварцевых диоритовых порфиритов трахизабазальтовой формации (P_2) (простирание северо-восточное); кварц-гематитовая минерализация Железного разлома (простирание северо-восточное). 8. Субвулканические дайки (гранит-порфиров и кварцевых порфиров липаритовой формации (T_I) (простирание субмеридиональное); кварц-полевошпат-карбонат-золоторудная минерализация (простирание субмеридиональное). 9. Габбродиабазовые порфириты субширотного простирания (T). 10. Амфиболовые диабазовые порфириты северо-восточного простирания (T). 11. Кварц-(флюорит)-барит-полиметаллическая минерализация. 12. Базикварцевые диабазовые порфириты северо-западного простирания. 13. Кварц-(барит)-халькопиритовая минерализация. 14. Кварцевые порфиры и сиенит-порфиры субширотного простирания (T).

Из схемы видно, что рудная минерализация во времени чередуется с магматическими образованиями. Следовательно, многоэтапность рудной минерализации обусловлена многократным проявлением магматической деятельности.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. К вопросу о металлогеническом значении дайковых образований. Записки Узб.отд. Всес.мин.об-ва, 1954, № 6.
2. А б д у л л а е в Х.М. Дайки и оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957.
3. А б д у л л а е в Х.М., А д е л у н г А.С., В о р о н и ч В.А., Г о р ь к о в о й О.П., К а л а б и н а М.Г., М а л а х о в А.А., М а ц о к и н а Т.М., М и р х о д ж а е в И.М., Р а д ж а б о в Ф.Ш. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1958.
4. А б д у л л а е в Х.М., М а ц о к и н а Т.М., Г о р ь к о в о й О.П. О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор. Сб. "Геол. и полезные ископаемые Узбекистана", Ташкент, 1964.
5. А ф а н а с ь е в Л.А., К л и б л е й Г.Х., М у р а д о в З.М. Пропилитизация даек основных пород как критерий их дорудного возраста (на примере Рв - месторождения Кургашиякан). "Изв. АН СССР", сер. геол., № 4, 1972.
6. В а л е й ш о С.О., Г о л о щ у и н о в П.М., М а н с у р о в М., М а р т ы н о в В.В., Ш а б а л и н В.Т. Геология Кочбулакского рудного поля. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
7. В и н т о р о в В.Ф. Геолого-структурная позиция медно-молибденового месторождения Сары-Чеку. Вопросы геологии Узбекистана, вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
8. В и н о г р а д о в А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. В сб. "Геохимия", вып. 7, М., 1962.
9. Г о р ь к о в о й О.П., М и р х о д ж а е в И.М. Возрастные взаимоотношения даек основных пород и постмагматического оруденения. "Уз.геол. ж.", 1960, № 1.

10. Г о р ь к о в о й О.П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
11. Е ф р е м о в а С.В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. М., Изд-во "Наука", 1970.
12. К а х х а р о в А.К. О внутриминерализационной диабазовой дайке Чонадамбулакского скарново-магнетитового месторождения. "Узб.геол.ж.", 1958, № 5.
13. К о з л о в а П.С., Л е в и н В.Н., С о н ю ш к и н Е.П. Новые данные о возрастных взаимоотношениях даек диабазовых порфиритов с некоторыми гидротермальными образованиями Кураминского хребта. "Геология рудных месторождений", 1966, № I.
14. М а т ч а н о в Дж. О возрасте кварц-гематитовой минерализации Железного разлома (Алмалынский район). "Уз. геол.ж.", 1966, № 3.
15. М а т ч а н о в Дж., М у с и н Р.А. О взаимоотношении даек и руд в Алмалыском районе. "Уз.геол.ж.", 1967, № 3.
16. М и р х о д ж а е в И.М. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта. "Уз.геол.ж.", 1961, № 6.
17. М у с и н Р.А., М а н с у р о в М., М а т ч а н о в Дж. О взаимоотношении даек диабазовых порфиритов и золоторудных жил в Чадакском рудном поле (западный Тянь-Шань). "Уз. геол.ж.", 1969, № 4.
18. Т у р л ы ч к и н В.М. Два этапа минерализации в Канджольском рудном поле Карамазара. "Изв. АН СССР", сер.геол., 1969, № II.
19. Х а н Д.Т. К вопросу многоэтапности минерализации (Кураминский хребет). "Уз.геол.ж.", 1968, № I.

А. В. Покровский

К ВОПРОСУ О ГРАНИТОИДНЫХ "МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГАХ" И СВЯЗАННОМ С НИМ ОРУДЕНЕНИИ

В концепции генетической связи оруденения с гранитоидными интрузиями Х.М.Абдуллаев существенное значение придавал и оруденению, связанному с их глубинными магматическими очагами, длительно эволюционировавшими во времени (1,2). Последующие исследования позволили в значительной степени детализировать и развить это представление (3,15 и др.).

Установлено, что рудные формации эндогенных месторождений батолитового и поздних этапов развития подвижных зон составляют закономерный ряд, отражающий последовательные стадии единого процесса постмагматической минерализации, завершающего тектоно-магматический цикл. Вместе с тем, вопросы изначальной металлогенической специализации гранитоидных комплексов, характера связи с ними эндогенных месторождений, а также источников рудного вещества и воды рудообразующих растворов все еще остаются дискуссионными, что несомненно обусловлено недостаточной четкостью существующих представлений о природе и эволюции глубинных "очагов" гранитной магмы.

При разработке проблемы природы глубинных очагов в связи с интенсивным развитием экспериментальных исследований и дальнейшим углубленным изучением магматических и метаморфических формаций, по крайней мере для "батолитовых" комплексов, наметилась отчетливая тенденция к признанию их ультраметаморфического палингенного происхождения. Полученные результаты свидетельствуют о тесной связи гранитоидного магмаобразования с процессами метаморфизма в глубинных зонах земной коры, преимущественно в условиях амфиболитовой фации (13). В данной статье делается попытка рассмотреть с позиций ультраметаморфического происхождения некоторые стороны проблемы глубинных гранитоидных "магматических очагов"

и связанного с ними оруденения на примере Южного Узбекистана.

В общей тектонической структуре юга Средней Азии исследованная территория охватывает западную часть герцинской Южно-Гиссарской зоны и эпикаледонский Гиссарский срединный массив (?).

В связи с поставленными задачами прежде всего привлекает внимание кристаллический фундамент срединного массива. По полученным данным (7-10 и др.), он представляет собой каледонскую область завершённой складчатости, возникшую в результате инверсии раннепалеозойского субгеосинклинального прогиба, развивавшегося на байкальском миеогеосинклинальном складчато-метаморфическом основании.

В структурном отношении эта область представляет собой субширотный антиклинорий, состоящий из центральной интрагеоантиклинали и окаймляющих ее с севера и юга более поздних периферических антиклинальных поднятий, к которым приурочены соответственно раннекаледонский (O_2) и позднекаледонский ($S-D$?) гранитоидные интрузивные комплексы.

Каледонские складчатые сооружения и интрузивные образования к настоящему времени вскрыты эрозией до абиссальных корневых частей, где обнажаются глубинные зоны метаморфизма и ультраметаморфизма, приуроченные к докембрийскому комплексу основания раннепалеозойского субгеосинклинального прогиба.

Особенно глубоко эродированы центральное интрагеоантиклинальное и северное периферическое поднятия, расположенные соответственно в средней и южной частях хр. Байсунтау и Сунызтау и в северных частях этих же хребтов. На современном срезе они представлены брахиформными линейно-купольными гнейсовыми валами, в разрезах которых эти зоны прослежены по вертикали на 5-6 км.

Проведенные исследования показали (7-10 и др.), что докембрийский метаморфический комплекс в нижней части сложен биотитовыми, биотит - силлиманитовыми, гранат-силлиманит-кордиеритовыми и другими гнейсами и сланцами с подчиненными прослоями различных амфиболитов и, реже, мраморов (палгарьская свита, 4650 м.), а в верхней - преимущественно ортоамфиболи-

тами (диймалекская свита, 800–1000 м), которые возникли в результате интенсивного метаморфизма отложений протерозойских флишевой и спилито-диабазовой формаций предшествующего геосинклинального цикла.

Названные породы в той или иной степени претерпели гранитизацию и кислотное выщелачивание и нередко ассоциируют, особенно в низах разреза, с гранито-гнейсами и метасоматическими гранитами, а также венитовыми мигматитами, реоморфическими анатектитами, палингенными лейкократовыми гранитами и прочими продуктами ультраметаморфизма. Поэтому на примере этого комплекса представляется возможным рассмотреть соотношения метаморфических процессов и гранитоидного магмаобразования в подобных глубинных зонах подвижных поясов.

Установлено, что наиболее интенсивные и разнообразные метаморфические преобразования, включая гранитизацию, ультраметаморфизм и кислотное выщелачивание, породы комплекса претерпели в каледонскую эпоху в тесной связи с тектоно-магматической эволюцией субгеосинклинали.

В развитии этих процессов можно выделить раннекаледонский (480–450 млн. лет) и позднекаледонский (420–360 млн. лет) этапы, отражающие особенности метаморфизма комплекса сначала в области центральной интрагеоантиклинали, а затем — периферических поднятий. Несмотря на разрыв во времени и разобщенность в пространстве, проявления метаморфических процессов этих этапов в общем идентичны и характеризуются одинаковой последовательностью (8, 10). Метаморфические процессы начались изохимическим (в отношении инертных компонентов) прогрессивным региональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа (17), по-видимому, с формированием полных колонок вертикальной метаморфической зональности. Обнажающиеся на современном эрозионном срезе нижние их части сложены в основном породами амфиболитовой фации с переходами в сторону эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций (8). Судя по полям устойчивости минеральных парагенезисов (14), и полученным нами с помощью известных геотермометров термометрическими данным, эти породы сформировались при температурах 500–870°C и давления на твердые фазы (P_3) — 4 —

6,5 кбар, что отвечает интервалу глубин от 13-15 до 18-20 км.

С момента образования гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов (кинцитгов) гранулитовой фации, сопровождавшихся отщеплением водных существенно калиевых щелочных флюидов, проявляется региональная гранитизация, преимущественно охватывшая породы амфиболитовой фации. Температурный интервал этого процесса по результатам многочисленных определений палеотемператур гранитизированных гнейсов и амфиболитов двуполюсоватым и другими геотермометрами составляет 460-710°C.

В кульминационный период развития при температурах 570-650° гранитизация сопровождалась ультраметаморфизмом. Он выразился в селективном плавлении пород и обусловил возникновение среди гнейсов полей венитовых мигматитов, жил автохтонных пегматитов, а также согласных и дискордантных тел реоморфических анатектитов и палингенных лейкократовых гранитов (8, 10). Проявления гранитизации и ультраметаморфизма пространственно приурочены к ядрам упоминавшихся поднятий и послужили причиной их возникновения и роста (9).

По мере падения температуры растворов гранитизация сменяется кислотным выщелачиванием, охватившим породы эпидот-амфиболитовой, а при снижении изоград с ростом поднятий и амфиболитовой фаций, включая продукты ультраметаморфизма.

Из вышеизложенного видно, что все метаморфические преобразования тесно взаимосвязаны и составляют отдельные стороны единого многогранного процесса регионального метаморфизма. Судя по температурным условиям их проявления и наблюдаемым соотношениям со складчатыми деформациями (9), изохимический метаморфизм составляет прогрессивную стадию единого процесса регионального метаморфизма, совпадающую с периодом седиментации в геосинклинальных прогибах.

Гранитизация и ультраметаморфизм отвечают переломному моменту термодинамического режима и зарождению ядер роста поднятий, а кислотное выщелачивание - регрессивной стадии в период инверсии прогибов.

В заключение отметим, что раннекаледонское интрагеоантиклинальное поднятие представляло собой конседиментационную структуру, вздымавшуюся сопряженно с развитием позд-

них периферических прогибов субгеосинклинали, в направлении которых постепенно смещались и проявления метаморфических процессов.

Раннекаледонскому процессу кислотного выщелачивания во времени соответствует изохимический метаморфизм прогрессивной стадии позднекаледонского этапа, а кислотное выщелачивание последнего местами накладывается на зоны раннекаледонских гранитизации и ультраметаморфизма, что подтверждается и определениями абсолютного возраста пород. Такова общая принципиальная схема метаморфических процессов в комплексе основания каледонской субгеосинклинали Юго-Западного Гиссара.

Из приведенного обзора следует, что ультраметаморфизм как совокупность явлений, связанных с переплавлением пород, представляет одну из сторон регионального метаморфизма в широком его понимании. Закономерности размещения и основные петрологические, петрохимические и геохимические особенности различных продуктов ультраметаморфизма освещены нами ранее (8, 10). Здесь мы дополнительно остановимся на вопросе палингенного магмаобразования, т.е. обособления способной к внедрению гранитной магмы и ее поведения в глубинных зонах.

Рассматриваемая область ультраметаморфизма отвечает абиссальной акмолит-мигматитовой фации глубинности гранитоидов (по Ю.А.Кузнецову), совпадающей со средней зоной гранитоидного магмаобразования в разрезе земной коры (13). Проведенные исследования показали, что в ее пределах имеются две магмагенерирующие системы, обуславливающие возникновение расплавов различного состава.

Главный источник эвтектоидных кислых расплавов, давший начало лейкократовым аляскитоидным гранитам, — поля венитовых (селективных) мигматитов. Обособление жидкой фазы из них происходило по механизму "фильтр-прессинга" путем отжимания по межгранулярным поровым каналам в тектонически ослабленные участки пониженного давления (трещины, межпластовые полости отслоения, межбужинные пространства и др.). Этому в значительной степени способствовало наличие среди мигматитов относительно жестких экранирующих горизонтов песчаников, амфиболитов и некоторых других пород.

В пределах центральной интрагеоантиклинали и северного периферического позднекаледонского поднятия мы неоднократно наблюдали как жилы лейкократовых палингенных гранитов в нижней причудливо разветвленной своей части подобно дренажным каналам берут свое начало в глубинных зонах венитовой мигматизации и, постепенно увеличиваясь в мощности и сливаясь друг с другом, на более высоких гипсометрических уровнях образуют довольно крупные тела различной морфологии.

Реоморфические анатектиты, несмотря на большее содержание расплава, менее благоприятны для подобной сепарации, так как обладают способностью к внедрению всей массой с образованием диапироидных гнейс-мигматитовых куполов. Однако из-за этой способности на более высоких структурных уровнях среди слабее метаморфизованных толщ они претерпевают дальнейшее переплавление, очевидно благодаря дополнительному разогреванию при осмотическом растворении газовой фазы (5), и обуславливают возникновение значительных объемов гранитоидной магмы повышенной основности, по составу отвечающей исходным гранитизированным гнейсам.

На примере раннекаледонских Верхне-Уруклинского и Кызылсайского массивов гранитоидов можно видеть, что в верхах амфиболитовой фации реоморфические анатектиты еще сохраняют характерную для них гетерогенность, обусловленную наличием недоплавленных "ксенокристаллов" кордиерита, граната, силлиманита и других метаморфогенных минералов, но на уровне эпидот-амфиболитовой фации они достигают относительной гомогенизации. Подобный механизм формирования, по-видимому, свойственен "батолитовым" интрузиям гранодиоритов и адамеллитов.

Соотношения рассмотренных типов гранитоидного магмаобразования определяются масштабами и интенсивностью процессов гранитизации и ультраметаморфизма в глубинных зонах и в некоторой степени структурно-текстурными особенностями исходных пород (8).

Наблюдаемые соотношения лейкократовых гранитов и реоморфических анатектитов с вмещающими породами свидетельствуют о том, что в области ультраметаморфизма контактное взаимодействие между ними практически отсутствовало, но на верхних

структурных уровнях становилось все более интенсивным и разнообразным. Это позволяет считать, что на месте зарождения гранитоидная магма находилась в равновесии с окружающей средой, которое все больше нарушалось по мере продвижения ее вверх, обуславливая возрастающую ее активность.

Из сказанного следует, что тела палингенных гранитоидов, где бы они ни размещались, необходимо рассматривать как образования изофациальные с породами амфиболитовой фации, а связанный с ними контактовый метаморфизм как индуктивный метаморфизм, производный от глубинного.

Все изложенное выше приводит к заключению, что глубинные гранитоидные магматические очаги в прежнем традиционном представлении о них как об обширных эволюционирующих во времени резервуарах магмы практически не существуют, а их роль исполняют глубинные зоны гранитизации и ультраметаморфизма в корневых частях геосинклинальных прогибов.

Вулканическую деятельность инверсионной стадии развития геосинклиналей и многие жильные производные гранитоидного ряда очевидно следует связывать с вторичными "очагами" гранитоидной магмы повышенной основности, возникающими в апикальных частях гнейс-мигматитовых куполов и валов на месте становления "батолитовых" интрузий, среди метаморфических толщ эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Подтверждением может служить тесная связь раннебашкирской андезит-дацитовой формации Южно-Гиссарской зоны с формированием разновозрастных интрагеосинклинального поднятия и приуроченного к нему Центрально-Гиссарского "батолита", подобные же соотношения эффузивов минбулакской свиты с Алма-лыкским сиенито-диоритовым массивом в Кураминской зоне (6) и целый ряд других данных.

Эвтектоидные кислые расплавы вряд ли образуют в земной коре значительные скопления, и, что вероятнее всего, обуславливают возникновение сравнительно небольших штокообразных и дайкообразных тел аляскитов и лейкократовых гранитов поздних фаз интрузивной деятельности. Таким образом, необходимо признать, что в инверсионную стадию развития геосинклиналей функционируют 2 самостоятельные гранитоидные магмы, различающиеся составом, механизмом, местом возникновения и пове-

дением в земной коре. Поэтому связанные с ними интрузивные образования, очевидно, следует строго разграничивать и выделять в самостоятельные формации гранодиоритов и дьяски-тоидных лейкократовых гранитов.

Проблема рудоносности конкретных гранитоидных интрузивных комплексов освещена в литературе (1, 2, 15, 16 и др.) и нами не затрагивается. Мы коснемся лишь оруденения, которое до сих пор связывалось с их глубинными "магматическими очагами". Роль таких "очагов" в действительности исполняют глубинные зоны гранитизации и ультраметаморфизма корневых частей геосинклинальных прогибов. Поэтому совершенно очевидно, что прежняя постановка этого вопроса не оправдана и он должен рассматриваться с принципиально иных позиций метаморфогенного рудообразования.

К настоящему времени накопился огромный фактический материал, свидетельствующий о решающей роли процессов регионального метаморфизма в мобилизации рудных компонентов, рассеянных в геосинклинальных вулканогенно-осадочных образованиях или образующих в них первичные концентрации, миграции их в вышележащие слабее метаморфизованные толщи и концентрации в благоприятных условиях в эндогенных месторождениях (II, I2 и др.). Это подтверждается и результатами наших исследований.

При изучении особенностей химизма различных продуктов метаморфизма в рассматривавшихся каледонских глубинных зонах Юго-Западного Гиссара было установлено, что в процессе гранитизации и особенно кислотного выщелачивания они претерпели интенсивную дифференциацию вещества, в результате которой в растворы обрасывались не только избыточные породообразующие компоненты, но и связанные с ними элементы - примеси.

Важную роль играли особенности исходного состава пород. В частности, при указанных преобразованиях алопорфитовых ортоамфиболитов растворы обогащались Ti, Ni, Co, Cr, V и Ba , а глиноземистых гнейсов и сланцев - $Sr, Zr, Be, B, Sn, W, Mo, Ag, Au$, в меньшей степени Pb, Zn, Y, U и некоторыми другими элементами. Происходило как бы промыва-

ние пород амфиболитовой фации с выносом из них разнообразных фемических и рудных компонентов.

Не вызывает сомнения то, что геосинклинальные вулканогенно-осадочные толщи служат главным источником воды метаморфизирующих и рудообразующих растворов, которая высвобождается из них в результате дегидратации в процессе их метаморфизма. Проведенные нами расчеты показывают, что при преобразовании пород зеленосланцевой фации в гнейсы амфиболитовой фации выделяется в среднем до 40 кг воды на 1 м³ пород, что вполне обеспечивает весь водный режим области метаморфизма (4, стр. 228-232).

Интенсивная водоотдача происходит в результате "деградитизации" пород в переходной зоне от амфиболитовой к гранулитовой фации, обусловленной замещением гидроксилсодержащих слюд и амфиболов безводными гранатом, силлиманитом, кордиеритом и некоторыми другими минералами. Имеющиеся материалы со всей очевидностью свидетельствуют о преимущественно местном происхождении флюидов, обуславливающих гранитизацию и кислотное выщелачивание, а также постепенном перерастании их при взаимодействии с метаморфическими породами и падении температуры в метаморфогенные рудообразующие растворы.

С позиций метаморфогенного рудообразования находят удовлетворительное объяснение также наблюдающиеся в природе вертикальная и латеральная зональности эндогенных рудных формаций, но это вопрос, требующий специального рассмотрения.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолиздат, 1954.
2. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. Госгеолиздат, 1957.
3. Вольфсон Ф.И., Сморгачев И.Е. О некоторых проблемах металлогенических исследований. В кн. "Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня", Фрунзе, Изд-во "Илим", 1971.

4. Глубинное строение территории Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
5. Н и к о л а е в В.А. Осмотические равновесия расплава-газовая фаза в системе породобразующий силикат - вода и их возможное петрологическое значение. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1956, № 5.
6. П о к р о в с к и й А.В. О механизме формирования Алмалыкского сиенито-диоритового массива, "Узб. геол. ж.", 1959, № 2.
7. П о к р о в с к и й А.В. О геологической позиции Южного Узбекистана. В кн. "Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
8. П о к р о в с к и й А.В. О проявлениях ультраметаморфизма в докембрийском комплексе Южного Узбекистана. В кн. "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
9. П о к р о в с к и й А.В. Тектоническая структура и характер складчатых деформаций докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 23, 1970.
10. П о к р о в с к и й А.В. Некоторые особенности проявления метаморфизма в субгеосинклинальных подвижных зонах (на примере Южного Узбекистана), Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 25, 1972.
11. Проблема метаморфогенного рудообразования, Киев, Изд-во "Наукова думка", 1969.
12. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Изд-во "Наука", 1970.
13. С о б о л е в В.С., Д о б р е ц о в Н.Л., Х л е с - т о в В.В. Связь процессов магмаобразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В кн. "Проблема кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования", Л., Изд-во "Наука", 1967.

14. Добрецов Н.Л., Ревеодатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., Изд-во "Недра", 1970.
15. Туровский С.Д., Носыров И.В. Типы связи рудных процессов с гранитоидным магматизмом. В кн. "Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня", Фрунзе, Изд-во "Илим", 1971.
16. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
17. Miyahiro A. Evolution of metamorphic belts. Journ. Petrol., v. 2, No. 3, 1961.

Т.М.Мацокина-Воронич

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДАХ РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Металлогенический анализ территории любого масштаба требует расшифровки не только связи оруденения с особенностями ее геологического строения, но и выявления связи всех рудных проявлений между собой. Таким образом, встает вопрос о выделении генетических ассоциаций рудных образований, которые должны братья за основу классификационных единиц их металлогенической систематики.

Универсальной и общепринятой систематики еще нет. В большинстве случаев принимаются классификации по рудным формациям, объем и существо понятия которых неопределенно и варьирует от очень крупных единиц до образований, соответствующих минеральным типам и даже типам руд.

Многие металлогенисты пользуются и такими единицами сообществ руд, как "комплексы", "семейства", "серии" и "ряды" рудных образований (формаций). Под "рудным комплексом" обычно понимается вся совокупность рудных образований, связанных с определенными магматическими комплексами. В трактовке остальных терминов существуют значительные вариации. В частности, и понятия "генетический ряд".

Понятие "генетический ряд" было введено в литературу Х.М.Абдуллаевым в 1950 г. В то время для районов развития гранитоидных интрузий им были выделены 2 генетических ряда месторождений, связанных с кислыми гранитоидными интрузиями (неконтаминированными) и с интрузиями повышенной основности (контаминированными). Он подчеркивал, что в связи с другими типами интрузий по мере изучения также могут быть выделены специфические ряды месторождений.

В 1961 г. в работе "Руднопетрографические провинции и вопросы их классификации" Х.М.Абдуллаевым было выделено уже 20 генетических (петрометаллогенических) рядов месторожде-

ний, связанных с различными типами интрузий, и разным геолого-тектоническим режимом (геосинклинальным, геосантиклинальным, платформенным и т.д.).

В предложенной им классификации также допускались дальнейшие уточнения и дополнения ее за счет петрометаллогенических рядов, возникающих при участии эффузивных образований, оливин-базальтовой формации океанических впадин, гранитизации и др.

"... Выявление их (месторождений Т.М.) генетических рядов — это основная задача металлогении", — писал Х.М. Абдуллаев в своем последнем труде.

В настоящее время имеется уже целый ряд работ, в которых приводятся возможные варианты классификации и примеры рядов и семейств рудных формаций (месторождений) как в виде общей систематики, так и применительно к отдельным районам (В.А. Кузнецов, И.Н. Томсон, Р.М. Константинов, А.А. Малахов, В.М. Петров, Т.М. Мацокина-Воронич и др.). Отправным моментом у всех, как и у Х.М. Абдуллаева, служит тип магмы интрузии (или эффузии) и в той или иной мере тектонический режим. Последнему особенно большое значение придает в своей классификации Г.А. Твалчрелидзе (8).

При работе над металлогеническими картами Чаткало-Кураминских гор мы также придавали большое значение систематике естественных сообществ рудных образований (Воронич, 4; Воронич и др., 5, 6).

В настоящей статье мы приводим обобщенную металлогеническую систематику рудных образований Чаткальских гор (таблица), одновременно остановившись на применяемых понятиях "рудный ряд" и "семейство".

Во многих классификациях, особенно при крупных регионально-планетарных обобщениях, понятие "ряд рудных формаций" очень объемное. Например, у В.А. Кузнецова существует единый ряд рудных формаций, связанный с формацией гранитных бабололитов (литий-берилловая пегматитовая, слюдяная пегматитовая, редкометальная скарновая, железорудная скарновая,

Схема металлогенической классификации рудных образований Чаткальских гор
(постмагматические образования герцинского цикла)

Магматический к. : Рудный : Семейства и ряды минеральных ассоциаций (типов)

Северочаткальская (Пскемская) подзона

<p>Гранит-аляски-товый комплекс (P₂-T₁)</p>	<p>F - редко-металльный комплекс</p>	<p>W-Mo-Fe (F, Bi, Zn, Cu) семейство активизированных зон окраинных частей прогибов формации гранитов.</p> <p>M.A. - пегматитово-хрусталеносная, акцессорно-молибденитовая, скарново-халькопирит-магнетитовая, скарново-гематитовая, скарново-молибденитовая, скарново-полиметаллическая, кварцево-грейzenово-молибденит-вольфрамитовая, кварцево-серицит-молибденит-вольфрамитовая, кварцево-флюорит-висмутиновая, кварцево-гематитовая.</p> <p>F - редкометалльное семейство активизированных зон прогибов краевых разломов формации аляскиитоидных гранитов.</p> <p>M.A. - акцессорно-флюорит-редкометалльная в альбитизированных гранитах, пегматитово-редкометалльная, скарново(магнетит) флюорит-редкометалльная, кварцево-грейzenово-редкометалльная, кварцево-грейzenово-сульфидно-редкометалльная, кварц-серицит-сульфидно-редкометалльная, слюдяно-флюорит-редкометалльная (апокарбонатные грейzeny), кварцево-карбонатно-флюоритовая.</p>
<p>? C₃-P Гранито-ид-порфи-ровый (малоин-трузив-ный) комплекс</p>	<p>Pb-Zn-Si-Mo-Au комплекс</p>	

Магматический комплекс : Рудный комплекс : Семейства и ряды минеральных ассоциаций (типов)

C_2 - P_1 щелочно-базальтоидный вулкано-плутонический комплекс : $Fe, Cu, Co, (Zn, Pb, Au)$: $Fe, Cu, Co, F, (Pb, Zn)$ семейство зон краевых разломов

$Mo-W-B-As, Sb, Au, Pb-Zn (Hg)$ семейство конседиментационных поднятий.

М.А.-Ф. Акцессорно-молибденитовая, скарново-арсенопирит-молибденит-шеелитовая (с золотом), кварцево-шеелитовая, кварцево-молибденит-вольфрамитовая, кварцево-серцит-шеелит-молибденитовая, золотоносных пирротин-пиритизированных роговиков и кварцитов, кварц-серцит-арсенопирит-золоторудная с полиметаллами, кварц-шеелит-висмутиновая, кварцево-алюмосиликатно-карбонатно-пирротин-висмутиновая, кварцево-карбонатно-золоторудно-полиметаллическая, кварцево-карбонатно-барито-сурьмяно-полиметаллическая.

$Cu-Au (Pt) - Mo (Pb-Zn)$ семейство окраин конседиментационных поднятий.

а) $Cu-Au (Pt) - Mo$ ряд диоритовой штоковой формации

М.А. скарново-золоторудно-молибденово-медная, с платиноидами, кварцево-золоторудная, кварцево-карбонатно-медно-полиметаллическая.

$Fe, (Cu), Pb, Zn$ - семейство окраин поднятий и прогибов

а) $Fe, Cu (Pb, Zn)$ ряд штоковой батолитовой адемитит-гранодиоритовой формации

М.А. - скарново-халькопирит-магнетитовая, скарново-гематитовая, серпентин-халькопирит-магнетитовая, кварцево-эпидот-

Магматический комплекс : Рудный комплекс : Семейства и ряды минеральных ассоциаций (типов)

Диорит-гранодиорит адемититовый комплекс : $Fe, Mo, (W), Au, Cu, As, Bi, Pb, Zn (Hg)$: гематитовая, кварц-хлорит-гематитовая, кварцево-анкерит-гематитовая с золотом, кварц-кальцит-сидеритовая. $Pb-Zn (Cu) Sn, Bi, (Ag, Sb)$ ряд адемитит-гранодиорит-гранитоид-порфировой формации.

М.А. - скарново-медно-полиметаллическая, кварцево-полиметаллическая. Кварцево-карбонатно-барит-блеклорудно-медно-полиметаллическая.

C_2 Габбро-монцитный комплекс : $Fe-Cu-Mo? - W?$ комплекс

Юго-западное окончание Четкальского хребта (Кураминская подзона)

Сивнитодиорит-гранит-граносивнитовый вулкано-плутонический комплекс : $F, Pb, (Zn), Ag, Sn, Bi, Cu, Mo, Au$ комплекс вулкано-тектонических депрессий, краевых кольцевых структур и зон региональных разломов

$F (Pb-Zn)$ ряд : $Pb (Cu, Zn) Ag, Bi (Zn)$ ряд

М.А. кварцево-флюоритовая, кварц-карбонат-барит-флюоритовая с полиметаллами. : скарново-халькопирит-сфалерит-галенитовая, кварц-пирит-сфалерит)-галенитовая, кварц-карбонатно-галенитовая : кварц-турмалин-альбит-серцит-хлорит. Олово-полиметаллическая, кварц-гематит-серцит-серебро-олово-полиметаллическая

С₂(C₁?) Диорит-гранодиорит-адемититовый комплекс гранитоидных батолитов

комплекс

$Fe, Mo, (W), Au, Cu, As, Bi, Pb, Zn (Hg)$

Магматический комплекс : Рудный комплекс : Семейства и ряды минеральных ассоциаций (типов)

Си, В, Аи
(Zn, Pb) ряд
кварц-вис-
мутин-халько-
пиритовая с
Аи, кварц-га-
ленит-вис-
мутин-халь-
копиритовая
с Аи, кварц-
халькопиритовая

? С₂-Р ? Рв-Zn -
Гранитоид-Си-Мо-Аи
порфировый комплекс
(малоинтрузивный)
комплекс

С₃-Р ще- Си, F
лочно-ба- (Pb-Zn)
зальтоид- редкие
но-вулка- щелочи
но-плу-
тонический
комплекс

С₂ Габбро-
диорит (си-
енито-диорит)-
гранодиорит-
адамеллитовый комплекс
(гранитоидных батолитов)

Аи, Си, Fe, Pb, Zn, (Hg, Bi, Ag, Sn)
комплекс

F, Си (Pb - Zn) - редкощелочное семейство зон региональных разломов

Аи, Си, Аи, (Си, Рв, -) семейство средне-палеозойских поднятий
М.А. - кварцево-золоторудная, кварцево-сульфидно-золоторудная, кварцево-карбонатно-золоторудная

Си, Мо, Аи (Fe, Pt, Рв, Zn) семейство среднепалеозойских поднятий и переходов к прогибам.

а) Fe, Си, Аи, Pt ряд габбро-диорит, сиенито-диорит-гранодиорит-гранитовой Ф.

М.А. Вкрапленная магнетит-платиноидно-халькопиритовая в габброидах.

Магматический комплекс : Рудный комплекс : Семейства и ряды минеральных ассоциаций (типов)

Альбит-карбонат-халькопиритовая (с золотом)
Кварц-халькопиритовая (с золотом)

б) Си, Аи, Мо (Pb, Zn) ряд сиенит-диорит-гранодиорит-адамеллит-гранитоид-порфировой Ф.

М.А. - кварц-серицит-молибденит-халькопиритовая с золотом, кварц-халькопиритовая с золотом. Кварц-карбонатно-халькопирит-сфалерит-галенитовая.

Си, Мо, Аи, (Sn, P) семейство переходных областей к поднятиям, зон краевых разломов сиенито-диорит-гранодиоритовой Ф.

М.А. Вкрапленная халькопиритовая, кварц-серицит-халькопиритовая с золотом, амфибол-полевошпатово-карбонатно-халькопиритовая (с золотом?), кварц-карбонатно-халькопиритовая

Fe, (B), Рв, Zn, Си, Мо семейство среднепалеозойских прогибов и переходных областей к поднятиям

а) Fe, Си, В (Pb, Zn) ряд гранодиорит-адамеллитовой Ф.

М.А. Скарново-халькопирит-магнетитовая, скарново-гематитовая, кварц-карбонатно-гематитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-карбонатно-халькопирит-сфалерит-галенитовая

б) Рв, Zn, (Си, Ag, Bi, W) ряд гранодиорит-адамеллит-гранитоид-порфировой Ф.

М.А. Скарново-(халькопирит) -сфалерит-галенитовая, кварцево-сфалерит-галенитовая, кварцево-карбонатно-сфалерит-галенитовая

С₂₋₄ Fe, Си?
Габбро-мон- Мо- W
цитонитовый ком-
плекс плекс

Примечание. К - комплекс; МА(МТ) - минеральная ассоциация (тип); Ф - формация

редкометалльная альбититовая, редкометалльная грейзеновая, кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-золоторудная и др.). Однако в природе обычно не встречаются в единой пространственной ассоциации промышленные бериллий-литиевые и железорудные месторождения, поскольку они связаны с различными петрохимическими типами интрузий. Гранитоидные батолиты в разных типах геосинклиналей сопровождаются различным набором рудных формаций. Более того, даже в условиях одной структурно-формационной зоны в различных ее структурных участках (прогибах, поднятиях, зонах региональных разломов) постмагматические рудные образования существенно отличаются.

Различны цепочки минеральных образований и в связи с разными фациями магматических пород, поскольку и сам характер интрузий (степень ее раздифференцированности, тонкие петро-геохимические особенности, количество и характер жильных образований) будут меняться в различных фациальных условиях при одном и том же составе исходной магмы (Хамрабаев и др., IО, II).

В природе обычно наблюдаются естественные ассоциации постмагматических рудных образований, зависящие от частных условий развития и становления интрузий (интрузивных серий) при суммарном влиянии на ход петрометаллогенетического процесса состава исходной магмы, структур, глубинности и характера вмещающей среды.

Мы считаем, что естественные природные (относительно узкие) ряды должны обязательно отражаться в металлогенетических классификациях, особенно в условиях крупномасштабных построений, которые дают наибольший практический эффект. За ними следует оставить наименование генетических рядов постмагматических рудных образований, вероятно, "минеральных типов" или "ассоциаций", так как понятие "формация" может применяться и в более широком смысле. Термин же "месторождение" — экономический, а не природно-генетический.

Определение генетического ряда можно дать с учетом уже имеющихся определений (Р.М.Константинов и др.) в следующем виде: "Генетический ряд магматогенных минеральных ассоциаций (типов) - это совокупность различных рудных образований, характеризующаяся направленным изменением их состава, возникающая в связи с определенным петрохимическим типом и фацией магматических пород".

"Семейство" - более широкое сообщество, включающее несколько генетических рядов минеральных типов, связанных с определенным типом магматических пород и специфической структурно-тектонической обстановкой.

Мы считаем, что такую классификацию можно сохранить и при мелкомасштабных построениях, в которых для более крупных единиц остаются термины "комплекс" и "серия".

Систематику постмагматических рудных образований герцинского цикла чаткальских гор, предложенную в таблице, мы попытались построить по следующему принципу: выделены рудные комплексы, семейства и ряды минеральных типов (ассоциаций). Однако на современной стадии изученности не во всех случаях удалось это сделать.

Для постмагматических проявлений щелочно-базальтоидного комплекса наши знания позволили лишь условно выделить одно семейство. Для вулканоплутонического сиенито-диоритогранит-граносиенитового посторогенного комплекса мы смогли сейчас выделить лишь общий рудный комплекс, в котором схематично наметились ряды. Расчленение этого рудного комплекса особенно затруднительно, так как связь входящих в его состав относительно низкотемпературных минеральных ассоциаций с конкретными проявлениями магматических образований, как и расшифровка их генетических взаимоотношений, пока содержит еще много неясного, хотя пространственная связь с субвулканами и экструзиями, равно как и геохимическая преемственность в целом, сомнения не вызывают. Для названного комплекса характерна и тесная связь всех его минеральных типов. Обычно в месторождениях этого комплекса имеется вся гамма перечисленных в таблице элементов; одни месторож-

дения от других отличаются лишь количественными соотношениями.

В предлагаемой схеме не рассматривались и ряды рудных образований, связанных с собственно эффузивным магматизмом. Для них пока недостаточно материала.

Предложенная схема классификации по частным и некоторым принципиальным моментам дискуссионна, как и все существующие подобного рода классификации. Она будет изменяться и уточняться. Подобные классификации и не могут быть стабильными, поскольку наши знания в части генезиса руд, взаимоотношения их с магматическими образованиями растут и углубляются. Углубляется и познание самого магматического процесса. Например, все большее и большее внимание обращается на специфику интрузий (интрузивных серий) в зависимости от глубины их формирования, тектонических условий.

Большое значение придается степени однородности или неоднородности (степень раздифференцированности), контрастности слагающих магматические тела пород, количеству и характеру сопровождающих жильных образований. В Чаткало-Куряминском регионе, как показал опыт, все это имеет прямое отношение к постмагматическому рудообразованию.

Появление таких данных позволяет существенно детализировать металлогеническую классификацию рудных объектов, особенно применительно к крупномасштабным построениям. Большое значение остается также за региональными и планетарными обобщениями и классификациями, которые, в свою очередь, будут видоизменяться и уточняться. Увязка тех и других, обоснование классификационных единиц применительно к дискретным масштабным величинам, выделение для них общего и частного — одна из важных задач современной металлогении.

В работе "Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации" Х.М.Абдуллаев предложил классификацию петрометаллогенических рядов применительно к выделению различных типов рудных районов. Для более детального расчленения,

учитывающего особенности рудных ассоциаций в зависимости уже от специфики различных участков районов, рудных полей, тогда материала еще не было. В настоящей статье мы попытались показать дальнейшее возможное развитие работы Х.М.Абдуллаева в этом направлении.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Ташкент, 1950.
2. А б д у л л а е в Х.М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. "Советская геология", 1960, № 5.
3. А б д у л л а е в Х.М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, 1961.
4. В о р о н и ч Т.М.; П е т р о в В.М. и др. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
5. В о р о н и ч Т.М. и др. Опыт составления металлогенических карт на формационной и фациальной основе. Сб. "Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня", Фрунзе, 1971.
6. М а л а х о в А.А., П е т р о в В.М. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Т.1, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
7. М а ц о к и н а - В о р о н и ч Т.М. Методические принципы составления региональных металлогенических карт. Сб. "Методика составления металлогенических карт", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
8. Т в а л ч р е л и д з е Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей, М., Изд-во "Недра", 1966.
9. Т о м с о н И.Н., П о л я к о в а О.П., К о н с т а н т и н о в Р.М. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. "Геол.рудн.месторожд.", 1964, № 2.

- Ю. Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. К фаціальности магматических комплексов Узбекистана, Ташкент, 1968.
- II. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.

А. Какхаров

О МНГОВОВОЗРАСТНОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
 ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (НА ПРИМЕРЕ
 СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ И СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛ-
 ЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Доказательство единства и связи процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и оруденения — основа всех работ Х.М.Абдуллаева. В них он с большой уверенностью доказывал многовозрастность рудного процесса, обусловленного многоэтапностью тектоно-магматического цикла, а также связи определенных формаций эндогенных месторождений с определенными возрастными группами магматических комплексов.

В предлагаемой статье приводятся фактические материалы, полученные автором в процессе изучения месторождений скарнового типа в Чаткало-Кураминском регионе, подтверждающие идеи Х.М.Абдуллаева.

По вопросу возраста эндогенных месторождений Чаткало-Кураминского региона нет единого мнения. Имеющиеся точки зрения по этому вопросу могут быть сведены к двум основным направлениям.

По мнению исследователей (Вольфсон, 12, 13; Кушнарев, 34; Нечелюстов, Попова, Минцер, 43; Поярков, 44; и др.), все разнообразные типы эндогенных рудных месторождений Карамазара, начиная от самых высокотемпературных (скарново-рудных и грейзеновых) до низкотемпературных (флюоритовых, кварцево-баритовых и т.д.), сформировались в один качественно новый этап, проявившийся после завершения всех интрузивных образований, в том числе и самых молодых даек диабазовых порфириров^х. Таким образом, разнообразные эндогенные про-

^х Исключение из этого правила, в последнее время, делается лишь для некоторых кварцево-пиритовых, кварцево-турмалиновых, кварцево-золоторудных жил, не несущих промышленного оруденения, а также для алунитовых вторичных кварцитов.

мышленные рудные месторождения этими исследователями целиком отрываются во времени от магматических образований и объединяются в один стандартный ряд. Они, как отмечали Х.М.Абдуллаев и Т.М.Мацокина (6), обычно не приводят конкретных данных в защиту своих представлений, а ограничиваются общими рассуждениями и голословными, зачастую не соответствующими действительности утверждениями.

Другая группа, включающая подавляющее большинство исследователей, стоит на точке зрения о разновозрастности рудного процесса в регионе и, исходя из положения о взаимосвязи тектогенеза, магматизма и рудогенеза, связывает рудные комплексы с определенными этапами и фазами тектоно-магматического цикла. Идея эта появилась еще с времен работ С.Ф.Машковцева (37, 38) и Б.Н.Наследова (41,42), а затем была поддержана Е.Д.Карповой (19); Д.С.Коржинским (33); В.А.Жариковым (18) и группой исследователей под руководством Х.М.Абдуллаева (А.Б.Баталов, Т.М.Воронич, О.П.Горьковой, А.А.Малахов, И.М.Мирходжаев, Р.А.Мусин, Ф.Ш.Раджабов и др.). Позже к ним присоединились В.А.Арапов и В.Р.Базиль (7), М.Мансуров (36) и другие исследователи Карамасара и Чаткала. Большая часть материалов обобщена и подробно освещена в работах Х.М.Абдуллаева (1, 2, 3, 4) и в коллективной монографии под общей редакцией Х.М.Абдуллаева (5).

Разновозрастность рудной минерализации и связь ее некоторых типов с определенными комплексами интрузивных пород была доказана и материалами автора, полученными в процессе изучения скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений юго-западной части Кураминского хребта (Кажхаров, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27).

Мы собрали большой фактический материал в этом направлении по всему Чаткало-Кураминскому региону, который позволил доказать разновозрастность рудной минерализации не только на примере разнотипных скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений региона в целом, но и на примере даже однотипного скарново-магнетитового образования (Кажхаров, 31).

По нашим материалам в рассматриваемом регионе отчетливо устанавливается проявление двух разновозрастных групп скарново-магнетитовых месторождений^х.

Р а н н и е м а г н е т и т о в ы е скарны, пространственно тесно связанные с интрузиями гранодиорит-адамеллитового комплекса или их сателлитами, проявленными в равнинных фазах батолитового этапа (Аткулак, Курбанкод, Чо-кадамбулак, Караарча, Минбулак, Сюрень-ата, Шабрез, Сусинген, Туранглы и ряд других мелких проявлений).

Отмеченная пространственная связь этих месторождений с близкими по составу и возрасту интрузиями не случайна и отражает наличие между ними и генетической связи, что подтверждается следующими фактами:

1. Образованием скарнов за счет известняков (аллоскарны) и гранодиоритов (автоскарны) и зональным распределением определенных минералогических типов скарна по отношению к контакту. Это обстоятельство подтверждает одновременность образования авто- и аллоскарнов после затвердения и последующего дробления верхней корки гранитоидных массивов. Скарны эти относятся к биметасоматическому типу (по Д.С. Коржинскому). Однако, в отличие от представления Д.С. Коржинского, в нашем случае в процессе образования магнетитсодержащих скарнов, наряду с диффузионным (биметасоматическим) обменом CaO , SiO_2 и Al_2O_3 между силикатной и карбонатной средами, имел место привнос не только железа, но и кремнезема и частично глинозема (Кажаров, 22).

2. Наличием акцессорных минералов: циркона, апатита, магнетита и граната в гранодиоритах, сходством их элементарного состава с элементарным составом цирконов (акцессорных), рудообразующих магнетитов и скарнообразующих гранитов из скарновых зон.

^х Не считая не изученного нами скарново-медно-железорудного месторождения Ирису, связанного с верхнекарбоневыми (?) щелочными базальтоидами.

Элементы-примеси цирконов из гранодиоритов и аллоскарнов следующие:

Элементы	Из гранодиоритов(7)		Из зоны аллоскарнов(2)	
	С	%	С	%
Hf	100	2-3	100	2
Yt	86	1-2	100	2
Yb	28	1	100	1
P	14	3	100	1
Tl			100	1-2
V			50	1
Ni			50	1

3. Присутствием некоторых сквозных (проходящих) элементов (никеля, титана, ванадия, циркония, бария, галлия, германия, // железа, магния, марганца, меди, свинца, и кобальта)^х, как в не скарнированных частях пород гранодиоритового комплекса, так и в алло- и автоскарнах, мономинеральных пробах рудных и нерудных минералов (магнетитов и гранатов) из скарновых зон, свидетельствующих о геохимическом единстве образования гранодиоритов и ранних скарново-магнетитовых месторождений (Кажхаров, 24, 14).

4. Образованием магнетитовых скарнов до внедрения малых порфировых интрузий и даек (Кажхаров, 20, 28, 14) (табл. I).

Характерным скарновым минералом этих месторождений является андрадит (80-90% от общей массы скарновых минералов), а рудным-магнетит, меньше-гематит. Из сульфидов заметным развитием пользуется лишь пирит.

Поздние магнетитовые скарны, пространственно тесно связанные с массивами гранитного комплекса (аляскитоидные и лейкократовые граниты), отнесенными к

^х Вертикальной чертой отделены компоненты (правая часть), для которых характерны наибольшие концентрации при скарнообразовании от компонентов (левая часть), не дающих значительной концентрации при этом процессе.

поздним фазам батолитового (C_3) этапа^х, образуются за счет известняков и менее — самих гранитов. Основной скарновый минерал — андрадит, рудный магнетит, но в отличие от первых эти проявления характеризуются присутствием в них акцессориев флюорита и касситерита (Саргардон, Чашлы, Анаульган-Каракызская группа), гельвина (Анаульган-Каракызская группа), а также широким развитием вторичного ортоклаза и щелочной роговой обманки (Чашлы-Мышикколская группа, Кажхаров, 39), вторичного альбита (Аульган — Каракызская группа, Кажхаров, 26, 31) бедностью сульфидами, в том числе и пиритом.

Особое различие магнетитовых скарнов проявилось в содержании в них ряда элементов-примесей. В частности, сравнивая составы акцессорных магнетитов массивов гранодиоритового и гранитного комплексов с рудообразующими магнетитами из скарнов, связанных с ними, можно заметить (табл. 2), что для акцессорных магнетитов гранодиоритов характерно постоянное содержание большего количества титана и почти всегда ванадия, а для акцессорных магнетитов гранитов — постоянное содержание олова и почти всегда бериллия и германия при соотношении $Sn > Be$. Эти же отличия оказались свойственными и рудообразующим магнетитам из скарнов, связанных соответствующими комплексами магматических пород. Однако прослеживается тенденция к уменьшению количества титана и ванадия от акцессорных магнетитов к рудообразующим, а олова и бериллия, наоборот, от рудообразующих к акцессорным, при сохранении соотношений $Ti > V$ и $Sn > Be$.

Колебание в содержании титана и ванадия (а также олова и бериллия) в магнетитах месторождений и гранитоидных интрузий (материнских по отношению к этим месторождениям) не может

^х Существуют и представления о пермо-триасовом (?) возрасте лейкократовых и аляскитоидных гранитов (В.В. Козырев, В.М. Петров и др.; О.П. Горьковой, Ф. Усманов).

Т а б л и ц а I

Элементы - примеси в гранатах и магнетитах пород гранодиоритового и гранитного комплексов и связанных с ними скарново-магнетитовых месторождений

Эле- мент	Гранодиоритовый комплекс								Гранитный комплекс							
	гранат				магнетит				гранат				магнетит			
	акцессор- ный (5)		скарнообра- зующий (166)		акцессор- ный (12)		рудообра- зующий (418)		акцессор- ный (5)		скарнооб- разующий (80)		акцессор- ный (9)		рудообразую- щий (74)	
	%	С	%	С	%	С	%	С	%	С	%	С	%	С	%	С
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Mg	100	3	100	3-4	100	2-3	98	2-3	100	3-4	100	3-4	100	2-3-4	100	2-3-4
Mn	100	3	100	3-4	100	2-3	99	1-2-3	100	2-3	100	2-3	100	2-3	100	2-3
Ni			14	I			30	1-2			8	I			36	I
Ti	100	3	70	1-2	100	2-3	62	1-2	100	1-2	88	1-2	100	1-2	65	1-2
V	100	1-2	42	1-2	83	1-2	16	сл-1	20	I	26	1-2	22	1-2		(I)
Co			14	1-2			34	1-2								
Zn			38	2-3	50	2	85	1-2-3	80	1-2	88	1-2	88	1-2	78	2-3
Ga	20	I	42	I	50	I	17	сл-1	20	2	90	сл-1	88	I	45	сл-1

Продолжение табл. I

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Cu	100	Сл-I	81	I	100	Сл-I	83	<u>I-2</u>	60	Сл-I	88	Сл-I	88	I	94	<u>I-2</u>	
Bi			9	I				16	<u>I-2</u>			18	I		11	I	
As	20	I	26	<u>2-3</u>				12	<u>I-2-3</u>			10	2		6	I	
Be		(сл)	8	Сл				6	I	100	Сл-I	70	Сл-I	50	I	73	<u>I-2</u>
Va	60	I-2	12	<u>I-2-3</u>				37	<u>I-2</u>	20	I-		(I)	11	I	32	<u>I-2</u>
Ge			7	Сл-I				10	Сл-I	20	3	28	Сл-I	66	I	22	I
Zr	100	<u>I-2</u>	10	I	50	Сл-I		(I)	100	<u>I-2</u>	28	<u>I-2</u>	66	I			
Mo								(I)									
Pb	100	<u>I-2</u>	62	<u>I-2</u>	35	I	40	<u>I-2</u>	80	I	14	I	66	<u>I-2</u>	15	<u>I-2</u>	
Cr	40	Сл	5	<u>I-2</u>	25	<u>I-2</u>		(2)			22	I			27	<u>I-2</u>	
Sn			4	Сл-I					100	<u>I-2-3</u>	90	<u>I-2-3</u>	100	<u>I-2</u>	84	<u>I-2</u>	
Ag			29	I				(I)				(I)			17	<u>I-2</u>	
Sb	40	I										(I)					

П р и м е ч а н и е. В скобках после типа минералов указано количество анализов;
 % - означает частоту встречаемости; С - содержание элемента по пятибалльной шкале:
 I = 0,001 - 0,009 %; 2 = 0,01 - 0,09 %; 3 = 0,1-0,9 %; 4 = около 1 %; (I) = единич-
 ные случаи. Цифры, подчеркнутые снизу, означают преимущественную встречаемость
 элемента в соответствующей концентрации.

Т а б л и ц а 2

Результаты количественного определения олова и бериллия, г/т

Интрузивный комплекс	Анализируемая порода и минерал	Олово (S_n)				Бериллий (BeO)			
		коли- чество опре- деле- ний	из них с оло- вом	колеба- ние со- держа- ния	сред- нее содер- жание	коли- чество опреде- лений	из них с лием	коле- бание содер- жания	сред- нее содер- жание
136 Гранодиоритовый комплекс	Гранодиориты не измененные	21	-	-	-	21	-	-	-
	Крупные гранитоидные батолиты зонального строения (от гранитов в центральной части до диоритов и кварцевых диоритов по периферии)	2	2	10-70	40	-	-	-	-
	Магнетит акцессорный	2	-	-	-	2	-	-	-
	Биотит	2	1	-	20	2	-	-	-
	Автоскарн (эпидотово-гранатовый)	5	-	-	-	16	2	50-70	60
	Гранат скарнообразующий	30	1	-	30	30	-	-	-
	Магнетит рудообразующий	6	-	-	-	6	-	-	-
Гематит из зоны скарнов	4	2	7-10	8,5	2	-	-	-	

Продолжение табл. 2

Интрузивный комплекс	Анализируемая порода и минерал	Олово (Sn)				Бериллий (BeO)			
		количество	из них с	колебание содержания	среднее содержание	количество	из них с	колебание содержания	среднее содержание
Гранитный комплекс	Биотитовые граниты не измененные	50	22	22-70	4I	40	38	55-60	56
Биотитовые и аляскитоидные граниты (часто небольшие по размерам интрузии и штоки)	Гранат акцессорный	4	4	15-70	50	-	-	-	-
	Магнетит акцессорный	6	6	20-260	89	-	-	-	-
	Биотит	4	4	30-570	299	-	-	-	-
	Мусковит	2	2	560-700	630	-	-	-	-
	Автоскарны (эпидотово-гранатовые)	5	5	22-94	55	5	5	50-80	56
Полосчатая скарново-магнетитовая порода	Алоскарны (гранатовые и гранатово-пироксеновые)	10	10	24-1000	387	7	7	50-1200	500
	Гранат скарнообразующий	21	18	280-1200	591	12	11	80-3000	-
	Магнетит рудообразующий	58	44	60-3300	780	26	22	50-1200	448
	Магнетит рудообразующий	16	12	44-2000	614	-	-	-	-

Для полного выяснения особенностей распределения олова и бериллия в скарново-магнетитовых проявлениях, к дополнению данных полуколичественного спектрального анализа, мы провели и количественное определение этих элементов в скарнах различных минералогических типов, в главных скарновых и рудных минералах, слагающих их, в исходных (не скарнированных) породах (мраморизованные известняки, мраморы и гранитоиды), в их акцессорных минералах и биотитах. Всего произведено 420 определений (аналитик Д. Саидова). Определение олова выполнено на приборах "ДФС-13" при чувствительности 0,0001% и "ИСП-28" при чувствительности 0,01%, а бериллия - на приборе "ИСМ-28" при чувствительности 0,005%.

Полученные данные (табл. 2) подтвердили правильность установленной особенности распределения олова и бериллия по результатам полуколичественного спектрального анализа и позволили с большей уверенностью подчеркнуть, что скарново-железорудные месторождения, связанные с интрузиями гранодиоритового (ранние) и гранитного (поздние) комплексов, резко различаются по содержанию олова и бериллия. Первые, как и сами гранодиориты, не олово- и бериллоносны, а вторые отличаются повышенным содержанием этих элементов (Кажаров, 31). Это не случайно и связано, видимо, первичной олово- и бериллоносностью магм, которая и определила олово- и бериллоносность генетически связанных с ними скарнов с железорудной минерализацией.

Закономерности распределения олова и бериллия в массивах гранодиоритового и гранитного комплексов и приуроченных к ним скарновожелезорудных проявлений, как и распределения титана, ванадия и кобальта, могут быть использованы в качестве надежного геохимического критерия для подтверждения существования прямой генетической связи между этими образованиями и для корреляции их возрастной последовательности.

Из анализа приведенного материала следует, что рассмотренные однотипные месторождения разновозрастны и образованы из неодинаковых по составу скарнообразующих растворов, выделенных магмами различного состава и возраста. Таким образом, идея о разновозрастности рудного процесса в Чаткало-

Для полного выяснения особенностей распределения олова и бериллия в скарново-магнетитовых проявлениях, к дополнению данных полуколичественного спектрального анализа, мы провели и количественное определение этих элементов в скарнах различных минералогических типов, в главных скарновых и рудных минералах, слагающих их, в исходных (не скарнированных) породах (мраморизованные известняки, мраморы и гранитоиды), в их акцессорных минералах и биотитах. Всего произведено 420 определений (аналитик Д. Саидова). Определение олова выполнено на приборах "ДС-13" при чувствительности 0,0001% и "ИСП-28" при чувствительности 0,01%, а бериллия - на приборе "ИСМ-28" при чувствительности 0,005%.

Полученные данные (табл. 2) подтвердили правильность установленной особенности распределения олова и бериллия по результатам полуколичественного спектрального анализа и позволили с большей уверенностью подчеркнуть, что скарново-железородные месторождения, связанные с интрузиями гранодиоритового (ранние) и гранитного (поздние) комплексов, резко различаются по содержанию олова и бериллия. Первые, как и сами гранодиориты, не олово- и бериллоносны, а вторые отличаются повышенным содержанием этих элементов (Кажаров, 31). Это не случайно и связано, видимо, первичной олово- и бериллоносностью магм, которая и определила олово- и бериллоносность генетически связанных с ними скарнов с железорудной минерализацией.

Закономерности распределения олова и бериллия в массивах гранодиоритового и гранитного комплексов и приуроченных к ним скарновожелезородных проявлений, как и распределения титана, ванадия и кобальта, могут быть использованы в качестве надежного геохимического критерия для подтверждения существования прямой генетической связи между этими образованиями и для корреляции их возрастной последовательности.

Из анализа приведенного материала следует, что рассмотренные однотипные месторождения разновозрастны и образования из неодинаковых по составу скарнообразующих растворов, выделенных магмами различного состава и возраста. Таким образом, идея о многовозрастности рудного процесса в Чаткало-

Кураминском регионе и связи их с определенными этапами и фазами тектономагматического цикла, поддерживаемая Х.М. Абдуллаевым, подтверждается даже для однотипной скарново-железородной минерализации.

Скарново-полиметаллические месторождения региона находятся в тесной связи (как во времени, так и в пространстве) с многочисленными проявлениями малых порфировых интрузий и даек. Они (в отличие от скарново-магнетитовых) характеризуются относительной низкотемпературностью, развитием наряду с биметасоматическими скарнами трубо- и жиллообразных по форме инфильтрационных скарнов, залегающих в известняках, но в пределах зоны контактового воздействия интрузивных пород. Большой частью они фактически являются ответвлениями контактовых скарнов и по падению переходят в последние. Эти особенности скарново-полиметаллических месторождений обусловлены, видимо, меньшим прогревом вмещающей среды на контакте с малыми интрузиями.

Источником постмагматических растворов, образовавших рассматриваемые месторождения, как было ранее отмечено Х.М. Абдуллаевым и некоторыми другими исследователями, вероятно, является тот магматический очаг, с которым связано образование малых порфировых интрузий и даек.

Скарново-полиметаллический процесс в районе протекал длительно и как скарново-железородный может быть разновозрастным. Об этом свидетельствует наличие скарнов с полиметаллами на контактах разновозрастных малых интрузий: диорит-порфиритов; лампрофиров, гранодиорит-порфилов, гранит-порфилов и т.д., а так же наблюдаемое в пределах отдельных рудных районов и площадей региона во временное и пространственное скольжение в проявлении как малых интрузий, так и связанных с ними скарнов с полиметаллической минерализацией. В частности, в юго-западной части Кармазара наиболее мощные скарны с полиметаллами приурочены к контакту более ранних малых интрузий и даек-сиенито-диоритов и диорит-порфиритов (Курусай, Северный Джангалык), лампрофиров (Ташбулак), гранодиорит-порфилов (Ташбулак, Кичиксай, Чалата). Более поздние малые интрузии в пределах указанных

месторождений развиты значительно реже и контактовые части их (гранит — порфиры—I, Чалата) обычно сопровождаются (независимо от мощностей даек) образованием низкотемпературных маломощных оторочек скарнов с убогой полиметаллической минерализацией. Еще более поздние дайки (красные гранит-порфиры (гранит-порфиры—II), микрогранит-порфиры, фельзит-порфиры и сферолитовые порфиры) обычно скарны не несут. Местами они являются секущими по отношению к скарново-полиметаллическим зонам (западная часть Чалаты, центральная часть Учнатлы, Воронич, 1957; Алтынтопкан и Курусай-П, Жариков, 18). Вместе с тем в северной части района, где широким развитием пользуются более поздние малые интрузии (Алтынтопкан, Ташгеза) мощные скарново-подиметаллические оруденения образуются, в основном, на контакте гранит-порфиров — I с известняками. Такое распределение скарнов с полиметаллами на контактах разновозрастных малых интрузий свидетельствует о длительности и пульсирующем (в понимании С.С.Смирнова) характере проявлений как дайковых, так и связанных с ними скарново-полиметаллических процессов. Основная масса постмагматических растворов шла вслед за внедрением наиболее ранних порций магматического расплава, которые, видимо, прокладывали для них пути.

Пути проникновения небольших магматических порций и скарнообразующих растворов в данном случае были одни и те же. Однако скарнообразующие и рудообразующие растворы шли после образования контактовой корки магматического тела. Об этом свидетельствуют процессы скарнирования известняков и самих малых интрузий, а также зональное расположение отдельных минералогических типов скарна (подобно скарново-магнетитовым зонам) по отношению к контакту малых интрузий и даек (т.е. по отношению к главным путям, по которым поднимались скарнообразующие растворы). Скарново-полиметаллические образования и малые порфировые интрузии в данном случае имеют "парагенетическую" (родственную) связь, а генетическая связь между ними выражается в общности питающего очага.

Связь скарново-полиметаллического образования с малыми интрузиями и дайками порфировых пород во времени подтвержда-

ется до диабазовым и, возможно, до гранит-порфировым-II возрастом его (Абдуллаев, 4; Жариков, 18; Горьковой, 15; Кажаров, 28 и I4 и др.).

Основной скарновый минерал, наряду с гранатом андрадит-гроссулярового ряда, - пироксен, отвечающий по составу в би-метасоматических скарнах диопсид-геденбергиту, а в инфильтрационных-мангансалиту и мангангеденбергиту. Из рудных минералов основное значение имеют галенит и сфалерит, второстепенное - пирит и халькопирит.

В связи с отсутствием или слабым развитием сульфидов (за исключением пирита) в скарново-магнетитовых месторождениях, а магнетита в скарново-полиметаллических мы имели возможность сравнить элементы-примеси минералов этих месторождений по пириту и, отчасти, по галениту, сфалериту, и магнетиту.

В пиритах скарново-полиметаллических месторождений содержание кобальта в целом оказалось на порядок ниже, чем в пиритах скарново-магнетитовых (табл. 3)^х. Примерно такие же соотношения в концентрации кобальта установлены И.В.Дубровой и Е.Н.Кашинцевой (16) в пиритах скарново-силикатной с магнетитом и сульфидами (скарново-магнетитовой - А.К.) и скарново-водносиликатной с сульфидами (скарново-полиметаллической - А.К.) стадий минерализации Кансайского рудного поля.

Наибольшее количество кобальта установлено в пиритах тех месторождений (как в скарново-магнетитовых, так в скарново-полиметаллических), в которых отмечены собственные минералы этого элемента (Туранглы, Текешсай, Курусай). Содержание никеля в пиритах полностью коррелируется с кобальтом при постоянстве $CO: Ni > 1$.

^х Данные только по пиритам ранних скарново-магнетитовых месторождений, ибо в поздних-сульфиды, в том числе и пирит, отсутствуют или проявлены исключительно мало.

Элементы — примеси галенита и сфалерита, связанные с собственно скарново-магнетитовым процессом, охарактеризованы небольшим количеством спектрального анализа. Однако и эти данные показали, что они отчетливо отличаются от галенитов и сфалеритов последующего скарново-полиметаллического процесса бедностью элементов-примесей. В частности, в галенитах скарново-магнетитовых месторождений заметно низкое содержание висмута и серебра (2-3 против 4-5 в галенитах скарново-полиметаллических), отсутствие сурьмы, олова и теллура, а в сфалеритах — отсутствие серебра, висмута, бериллия и пониженное содержание кадмия (1-2 против 3-4 в сфалеритах скарново-полиметаллических).

По магнетитам получены обратные результаты. Наименьшее количество элементов-примесей оказалось в магнетитах скарново-полиметаллических месторождений. Так, в них отмечено лишь ничтожное содержание никеля (тысячные доли % и следы) и еще меньше титана. Все это свидетельствует об обособленности скарново-полиметаллического процесса во времени от скарново-магнетитового и связи их с малыми порфировыми интрузиями.

На небольших по размерам площадях часто отмечается проявление интрузий батолитового и послебатолитового этапов и связанной с ними рудной минерализации. Происходит сближение и даже наложение друг на друга разновозрастных типов минерализаций. Создаются сложно смешанные (наложенные) типы месторождений. Однако при детальном исследовании и в таких площадях отчетливо устанавливается разновозрастность рудной минерализации и связи их с определенными этапами и фазами тектонического цикла (Каххаров, 24, 27, 31).

В структурном отношении скарново-магнетитовые тела полностью контролируются наиболее благоприятными участками контакта гранитоидных массивов и известняков. К таким участкам в частности относятся:

а) мелкие складки, образовавшиеся в известняках на контакте гранитоидных массивов. Эти складки оказали то или иное влияние на характер размещения скарново-магнетитовых тел. Об этом свидетельствует приуроченность большинства

Т а б л и ц а 3

Результаты количественного определения кобальта и никеля в пиритах
(рентгено-спектральным и спектральным методами, %)

Тип месторождения	Месторождение	Кобальт (Co)			Никель (Ni)		
		коли- чест- во оп- реде- лений: всего:	колебание содержания	среднее содержа- ние	коли- чество оп- ределе- ний все- го	колебание содержа- ния	среднее содержание
	Ташбулакское	5	0,2-0,7	0,46			
	Аткудакское	4	0,1-0,5	0,35			
	Минбулакское	6	0,1-0,4	0,31			
	Шабрезское	3	0,1-0,5	0,37	3	0,002-0,03	0,015
441 Скарново- магнетитовый	Ихначская группа	4	0,05-0,45	0,32	4	0,001-0,025	0,011
	Туранглинское	5	0,15-0,8	0,61	5	0,003-0,05	0,022
	Ялгизурюкское	3	0,015-0,4	0,148	3	0,001-0,04	0,015
Скарново-поли- металлический, но наложенный на скарново-магнети- товый	Чокадамбулакское (западный учас- ток)	5	0,06-0,10	0,0624	5	0,005-0,01	0,0066

Тип месторождения	Месторождение	Кобальт (Co)			Никель (Ni)		
		количество определений всего	колебание содержания	среднее содержание	количество определений всего	колебание содержания	среднее содержание
Скарново- полиметаллический	Текешсайское	2	0,037-0,045	0,041	2	0,0015-0,002	0,0017
	Нижнебешторское	2	0,013-0,05	0,0315	2	не обн.	-
	Кашмансайское	10	0,00-0,11	0,020	10	0,00-0,01	0,0027
	Чалатинское	4	0,001-0,03	0,012	1		0,003
	Алтынтопканская группа	4	0,003-0,015	0,006			
	Перевальное	5	0,005-0,02	0,013			
	Курсайская группа	4	0,01-0,1	0,05			
	Кансайская группа	5	0,002-0,018	0,0066			
Минсканское	4	0,02 - 0,06	0,035				

145

П р и м е ч а н и е. По месторождению Чонадамбулаи были использованы мат-лы Б.О.Ясимова, среднее содержание по С.Т.Бадалову, а остальные по автору.

скарново-рудных тел месторождений Туранглы, Чокадамбулака, Аткулака, Сусингена и других и сводовым частям или крыльям таких мелких складок;

б) чрезвычайно важным фактором, оказывающим влияние на формирование скарнов, явились элементы залегания контактов гравитоидов и известняков. Значительные мощные скарны (юго-западная часть Аткулака, участок собственного Чокадамбулака, скарны Ихвачского рудного поля, центральная часть Сусингена и др.) приурочены к пологим ($20-25^{\circ}$) контактам, где мощность скарновых тел измеряется в 35-40 и более м, тогда как при крутом контакте образуются сравнительно маломощные скарны. Так, в северо-восточной части Аткулака углы падения контакта колеблются от 45 до 55° , а мощность скарновых тел варьирует от 0,5 до 2,0 м; на месторождении Курбанкода углы падения контакта доходят до 55° , а мощность скарнов в среднем составляет 2,5-3,0 м. Такая закономерность наблюдается почти во всех скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождениях региона;

в) зоны трещиноватости, образовавшиеся на контакте в процессе становления и остывания интрузий. Эти деформированные зоны послужили путями для циркуляции постмагматических растворов. Часто устанавливается зависимость форм и размеров скарновых тел от форм и размеров деформированных зон (линзы, линзообразные, штокообразные, пластообразные тела);

г) благоприятными для образования железорудных скарнов явились также те участки контактов, где известняки образуют выступы в сторону гранодиоритов (или наоборот) (западная часть Аткулака, верховья Мисканская, Кенгсай, Чокадамбулак, Минбулак, Сусинген, Караарча). Видимо в таких участках создается большая поверхность соприкосновения реагирующих химически неравновесных пород и наиболее благоприятные условия для обмена компонентов между карбонатной и силикатной средой. В таких случаях выступы известняков полностью превращаются в скарны с магнетитом. Благоприятность таких участков для образования скарнов своевременно была отмечена Д.С.Коржинским для Туринских скарновых месторождений (32) и т.д.

Скарново-полиметаллические тела, в отличие от скарново-магнетитовых, контролируются благоприятными в структурном отношении участками контактов малых-порфировых интрузий и межпластовыми или деформированными участками известняков. Один из главных факторов, контролирующих локализацию как самих малых порфировых интрузий и даек, так и связанных с ними скарново-полиметаллических оруденений, - многочисленные разрывные нарушения, образовавшиеся в приконтактных ослабленных зонах крупных гранодиоритовых массивов с карбонатной толщей, где неоднократные возобновления тектонических движений создали весьма благоприятную обстановку для внедрения небольших порций магматических расплавов и проникновения по контакту их постмагматических растворов, приведших к образованию целого ряда крупнейших скарново-полиметаллических месторождений.

Несмотря на очевидность этого факта некоторыми исследователями (Вольфсон, 12) все скарноворудные месторождения региона независимы от возраста и условий образования связываются с крупными линейновытянутыми разломами. Однако детальные исследования зон крупных линейновытянутых разломов, таких как редкометальный, баштавакский, железный Д.Х. Якубовым (47) и А. Кажаровым (24) показали полное отсутствие в них каких-либо высокотемпературных скарновых минералов и элементов, проявляющихся в процессе формирования скарнов даже в том случае, когда эти разломы (в частности железный) проходят в непосредственной близости от скарново-рудных месторождений (Джангалык). В пределах таких разломов, наоборот, повсеместно отмечается развитие низкотемпературного минералообразования (ожелезнение, окварцевание, хлоритизация, гематитизация), не имеющего прямого отношения к процессам скарнообразования.

Действительно, если высокотемпературные растворы, образовавшие мощные зоны скарнов, располагающиеся на значительном удалении от крупных разломов и вблизи их, поднимались по этим линейным разломам, то, несомненно, они привели бы к образованию скарнов вдоль зоны этих "рудоподводящих" каналов, а не наоборот. Такое несоответствие температурности минерализации зон линейновытянутых

крупных разломов и скарново-рудных месторождений полностью опровергает мнение сторонников одновозрастности рудного процесса и является прямым подтверждением высказанной точки зрения Х.М.Абдуллаева об образовании скарнов и связанных с ними оруденений вне связи с крупными линейными разломами.

Уместно напомнить, что исследователями, занимающимися метасоматическими процессами, для образования скарнов общепризнана необходимость прогрева контактов двух химически неравновесных пород. Основная масса скарнов рассматриваемого района относится к биметасоматическому типу, который, как известно, образуется при просачивании растворов по контакту двух химически неравновесных пород—известняков и гранитоидов и при наличии встречного переноса таких компонентов, как SiO_2 , Al_2O_3 и CaF. Поэтому трудно представить себе образование столь широко развитых в регионе скарново-рудных образований в отрыве от магматизма в холодной толще, как это делают сторонники одновозрастности рудного процесса.

Таким образом для описываемого региона отчетливо устанавливается проявление трех разновозрастных скарново-рудных процессов, связанных с интрузиями ранней (ранние железорудные скарны) и поздней (поздние железорудные скарны) фаз батолитового (C_2-C_3) этапа и этапом малых порфировых интрузий (P-T) (скарново-полиметаллические месторождения), что полностью подтверждает идеи о многовозрастности рудного процесса в Чаткало-Кураминском регионе и связи их с определенными этапами и фазами тектоно-магматического цикла.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев Х.М., Баталов А.Б., Гарьковец В.Г. Железорудные месторождения Средней Азии. "Сов.геология", 1948, № 2.
2. Абдуллаев Х.М. Очерк металлогении железа, олова и вольфрама в Средней Азии. М., Госгеолиздат, 1949.

3. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолиздат, 1954.
4. А б д у л л а е в Х.М. Дайки и оруденения. М., Государственное научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957.
5. А б д у л л а е в Х.М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
6. А б д у л л а е в Х.М., М а ц о к и н а Т.М., Г о р ь к о в о й О.П. О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор. В кн. "Геология и полезные ископаемые Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука" АН УзССР, 1964.
7. А р а п о в В.А., Б а з и л ь В.Ф. К вопросу о возрасте послемагматического процесса в Карамазаре. "Узб.геол.журнал", 1959, № 5.
8. Б а д а л о в С.Т., П о в а р е н н ы х О.С. Изоморфные элементы галенитов (на примере Карамазара). Геологический журнал, том 29, вып.4, Киев, 1969.
9. Б а т а л о в А.Б. Типы ассоциаций контактовых месторождений магнетита с интрузивными комплексами в Средней Азии. Материалы к II Всесоюзн.петрографическому совещанию. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
10. Б р е ш е н к о в Б.К. К вопросу металлогении Юго-Восточного Карамазара, Тр.Тадж.базы АН СССР, том IV, 1935.
11. В а х р у ш е в В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области, М., Изд-во "Наука", 1965.
12. В о л ь ф с о н Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1951.

13. В о л ь ф с о н Ф.И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., Изд-во "Наука", 1969.
14. В о р о н и ч Т.М., Г е р ь к о в о й О.П., К а х х а р о в А. и др. Основные черты магматизма и рудовосности Чатнальских гор. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
15. Г о р ь к о в о й О.П. Диабазовые дайны Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
16. Д у б р о в а И.В., К а ш и в ц е в а Е.Н. Распределение элементов-примесей в некоторых главнейших минералах руд месторождений Кансайского рудного поля. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля", М., Изд-во "Наука", 1965.
17. Д ы м к и н А.М.. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, Изд-во "Наука" Сибирского отд. АН СССР, 1966.
18. Ж а р и к о в В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара, М., Изд-во АН СССР, 1959.
19. К а р п о в а Е.Д. Основные черты варисской металлогении Тянь-Шаня в связи с историей его развития, Л., ВСЕГЕИ, 1952.
20. К а х х а р о в А. О мушкетовите из железорудного месторождения Ат-Кулак. "Узб. геол. журнал", 1958.
21. К а х х а р о в А. Аццессорные минералы скарново-магнетитовых образований Чал-атинского рудного поля и прилегающих к ним интрузий. "Узб. геол. журнал", 1958, № 2.
22. К а х х а р о в А. Некоторые особенности магнитосодержащих скарнов Атиулака. "Узб. геол. журнал", 1958, № 3.
23. К а х х а р о в А. О внутриминерализационной диабазовой дайке Чекадамбулакского скарново-магнетитового месторождения. "Узб. геол. журнал", 1958, № 5.
24. К а х х а р о в А. Сравнительная характеристика скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторождений ю-з части Кураминского хребта. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

25. К а х х а р о в А. К распределению малых элементов в скарново-магнетитовых месторождениях ю-в части Кураминского хребта. "Узб. геол. журнал", 1959, № 1.
26. К а х х а р о в А. О разновозрастных магнетитовых скарнах в ю-в части Кураминского хребта. "ДАН УзССР", 1960, № 2.
27. К а х х а р о в А. Месторождения наложенного типа в в-з части Кураминского хребта. "Узб. геол. журнал", 1961, № 6.
28. К а х х а р о в А. О возрастных взаимоотношениях даек магматических пород со скарновыми и скарново-рудными образованиями Чаткала. В кн. "Геология и полезные ископаемые Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964(1).
29. К а х х а р о в А. Скарново-рудные формации Чаткала и прилегающих к нему районов и некоторые особенности распределения в них примесей химических элементов. "Узб. геол. журнал", 1964(1) № 6.
30. К а х х а р о в А. Особенности распределения элементов - примесей в сульфидах рудопоявления скарново-полиметаллической формации Чаткала. "Узб. геол. журнал", 1968, № 1.
31. К а х х а р о в А. Содержание олова и бериллия как критерий разновозрастности железорудных скарнов и их генетической связи с интрузиями (на примере Чаткало-Кураминских гор). "Узб. геол. журнал", 1969, № 1.
32. К о р ж и н с к и й Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, Серия рудных месторождений, 1948, № 10.
33. К о р ж и н с к и й Д.С., Ж а р и к о в В.А. Метасоматические явления в Алтынташканском рудном поле. М., ИГи АН СССР, 1953.

34. К у ш н а р е в И.П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. "Геология рудных месторождений", М., 1961, № 6.
35. Л я х о в и ч В.В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. В сб. "Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, М., Изд-во АН СССР, 1959.
36. М а н с у р о в М. О зональном размещении рудных формаций и зональности отложений в свинцово-цинковых месторождениях и рудопроявлениях Кансайского рудного поля. В сб. "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана" Зап. Узб. отд. ВМО, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
37. М а ш к о в ц е в С.Ф. Путеводитель экскурсий. Ташкент, геол.ком., 1928.
38. М а ш к о в ц е в С.Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 97, М.-Л., 1935.
39. М и р х о д ж а е в И.М., К а х х а р о в А. Скарново-магнетитовые образования на контакте Чашлинского гранофирового штока. "Узб. геол. журнал", 1959, № 4.
40. М и р х о д ж а е в И.М. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта. "Узб. геол. журнал", 1961, № 6.
41. Н а с л е д о в Б.Н. Кармазар. Труды ГПЭ, выл. XIX, 1935.
42. Н а с л е д о в а Б.Н. Основные черты металлогении Западного Тянь-Шаня и Узбекской ССР. "Международный геологический конгресс, XII сессия СССР, 1937". Тезисы докладов, М.-Л., ОНТИ, 1937.
43. Н е ч е л ю с т о в Н.В., П о п о в а Н.Н., М и н ц е р Э.Ф. Распределение элементов - примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцо-

во-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Кармазара. Вопросы геологии и генезиса месторождений редких элементов, М., 1961.

44. П о я р к о в В.Э. Некоторые закономерности размещения полиметаллических рудных полей в тектонических зонах Средней Азии. В кн. "Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов", вып. I, М., 1957.
45. С а л о в П.И., Б а б а е в К.Л. Возрастные взаимоотношения между скарнами, перматитами и кварцево-грейзеновыми жилами, "ДАН УзССР", 1955, № II.
46. Ф е р с м а н А.З. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941.
47. Я к у б о в Д.Х. Главнейшие разломы юго-западной части Кураминского хребта, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
48. R a m d o h r P. Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatische Gesteinen. Abh. Preus. Akad. Wiss., N. 2, 1940.
49. B u d d i n g t o n A., F a n e y J., V l i s i d i s A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. Journ. Sci., No. 9, 1955.
50. S c h w e l l u n s C., W i l l e m s e J. Titanium and vanadium in the magnetic iron ores of the Bushveld Complex. Trans. Geol. Soc. Sout. Africa, 46, 1943.
51. V i n c e n t E., P h i l l i p s R. Iron-titanium oxides in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geoch. et Cosmoch. Acta, 6, No. 1, 1954.

Х.Р.Рахматуллаев

О КАЛЕДОНСКОЙ И ГЕРЦИНСКОЙ ЭПОХАХ ЗОЛОТОРУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ (НА ПРИМЕ-
РЕ РУДНОГО ПОЛЯ КОКПАТАС)

В работах Х.М.Абдуллаева (1, 2 и др.) обращалось внимание исследователей на необходимость выяснения возраста оруденения путем установления конкретных его взаимоотношений с интрузивными или дайковыми телами.

Существуют различные мнения о возрасте и генезисе золоторудной минерализации Центральных Кызылкумов. Подавляющее большинство из известных проявлений и месторождений имеет герцинский возраст. На основании новых материалов последних лет появилась возможность говорить о наличии золоторудных образований догерцинского возраста (Кустарникова, Рахматуллаев, 7; Гарьковец, 6; Баймухамедов, Закиров, 4 и др.).

О возможности каледонского возраста эндогенной золоторудной минерализации в Кызылкумах предполагал еще И.Х.Хамрабаев (1958 г.) по находкам галек гидротермального кварца в базальных конгломератах нижнего девона Аристантау.

Появилось направление, доказывающее древний докембрийский возраст золотого оруденения Мурунтау и прилегающих территорий, а также его осадочный (М.А.Ахмеджанов) и осадочно-метаморфогенный (С.Т.Бадалов, В.Г.Гарьковец) генезис.

Наши исследования последних лет, с учетом данных региональной геологии (Ахмеджанов, 3; Борисов, 5) и геофизики (И.И.Попов и др.), позволяют нам оставаться при своем мнении о генезисе золоторудной минерализации региона, как эндогенно-гидротермального, и считать ее возраст каледонским и герцинским.

Эндогенное золотое оруденение каледонской эпохи региона представлено золото-колчеданным (Кокпатас), кварц - золоторудным существенно бассульфидным (Мурунтау), скарново-медно

золоторудным (Рабинжан, по Х.Н. Баймухамедову, А.С. Курбанову) типами, генетически или парагенетически связанными с субвулканическими дайками, штоками кварцевых порфиров, альбитофиров, дацитовых порфириров и др. ($O_3 - S_1$). Они исключительно приурочены в метаморфических толщах докембрия (нижне-средний протерозой, рифей, венд) и строго контролируются догерцинскими антиклинориевыми структурами субширотного простирания и зонами глубинных разломов субширотного и субмеридионального направлений.

Герцинское оруденение представлено высокотемпературными (кв. полевошпат-пирит-арсенопирит-золоторудная с шеелитом и кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная, Мурунтау, Мютембай, Кокпатас, Чармитан, Каракутан и Бельтауское), среднетемпературными (кварц-полисульфидно-золоторудная, Бесалан, Кокпатас, Синтаб, Каракатинское и др.) и низкотемпературными (кварц-антимонит-серебряно-золоторудная, Кокпатас, Высоковольное и др.) золоторудными формациями, генетически связанными с дайковыми образованиями пестрого состава позднегерцинского тектоно-магматического этапа. Золоторудные формации приурочены как к древним - докембрийским метаморфическим толщам, телескопируясь на каледонское золоторудное оруденение (Мурунтау, Кокпатас, возможно, на Суббоши-Сармич и др.), так и к верхнепалеозойским гранитоидным интрузивам, дайкам и их вмещающих отложениях силура, девона и карбона. Рудные тела и зоны строго контролируются с присоединением частями антиклиналей и разрывными нарушениями субмеридионального и субширотного простираний.

Общее зональное распределение в пространстве семейства кварц-ртуть, сурьма, вольфрам, серебро-мышьякозо-золоторудных формаций позднегерцинской металлогенической эпохи, исходя из термодинамических условий их образования, вероятно, можно объяснить температурным полем действия гранитоидных интрузивов позднепалеозойского возраста и геотектоническим режимом развития региональных зон.

В геологическом отношении район Кокпатас и прилегающие к нему территории, являющиеся основной составляющей частью Алтынтауского редкометалло-золоторудного пояса, сложен комплексом осадочно-метаморфизованных пород докембрия (Pt_{I-2} , рифей, венд) и палеозоя (нижний карбон), местами перекрытых мезо-кайнозойскими образованиями.

Домезозойские отложения образуют антиклинальную структуру, ядро которой сложено известняками (C_1V_3), а крылья-вулканогенно-осадочными отложениями докембрия. Контакт последних с известняками верхнего висте тектонический. Крылья антиклинали осложнены складками второго и третьего порядка, а также многочисленными разрывными нарушениями.

Наиболее древними интрузивными породами являются гипербазиты ($O_3 - S_1$) и кварцевые порфиры ($O_3 - S_1$). Гипербазиты, представленные серпентинитами, приурочены к зоне субмеридионального разлома на западном крыле Кокпатаесской антиклинали и располагаются исключительно среди докембрийских образований и слагают прерывистую дайку. Протяженность отдельных ее звеньев составляет первые сотни метров, а мощность - до 60 м. Возраст по радиологическому определению - 414 млн. лет (определение по породе Ф.Аскарова).

Кварцевые порфиры, представленные штоками и протяженными дайкообразными телами, приурочены к зоне крупного разлома северо-западного простирания и локализованы исключительно в осадочно-вулканогенных образованиях, условно Pt_{1-2} Известны также единичные дайки северо-восточного и широтного простирания, встречаются согласные тела. Породы этих тел, как правило, сильно изменены, катаклазированы и рассланцованы. Нами они на основании приуроченности их лишь к породам докембрия и к зонам догерцинских разломов были отнесены условно к завершающему силур-девонскому этапу каледонского тектоно-магматического цикла (Рахматуллаев, II).

Герцинский тектоно-магматический цикл в районе представлен наиболее полно. Продукты его относятся нами к двум тектоно-магматическим этапам - среднему и позднему.

Средний представлен в виде крупных интрузивных тел (Алтын-тауский и Кокпатасский), которые сложены гранодиоритовыми, гранитовыми и аляскитовыми формациями. Их достоверными жильными фациями представлены аплиты и пегматиты (рис. I).

Поздний тектоно-магматический этап выражен в виде многопульсных дайковых образований, реже штоков, объединяющихся в самостоятельный дайковый комплекс. Наиболее древними членами данного комплекса представлены гранодиорит и гранит-порфиры. За ними следуют дайки микродиоритов и диоритовых порфиритов I. В Каскиртау установлено взаимоотношение гранодиорит-порфиров с кварцевыми диоритовыми порфиритами: ксенолиты первых обнаружены среди последних. По данным радиологического исследования, абсолютный возраст гранодиорит-порфиров - 249 млн. лет, а кварцево-диоритового порфирита - 243 млн. лет.

Более молодые дайки представлены керсантами I, прорывающимися дайками интенсивно измененных диоритовых порфиритов II. Последние рвутся спессартитами, а спессартиты диоритами (см. рис. I). Завершающими являются дайки керсантинов II, относимые предположительно к пострудному этапу.

Пространственное размещение разновозрастных даек довольно различное: дайки гранодиорит-порфиров обладают в основном северо-западным простиранием; диоритовые порфириты - северо-восточным, а субширотные простирания почти исключительно присущи лампрофировым дайкам.

Эндогенная минерализация рудного поля, как и магматизм района, резко двухвозрастная - каледонская и герцинская.

Доказательством каледонского возраста служат следующие факты:

1. Наличие галек гидротермального жильного кварца с содержанием золота в базальных конгломератах нижнего девона Аристантау (И.Х.Хамрабаев) и Южного Тамдытау (К.К.Пятков и др., Н.П.Подкопьев).

2. Отнесение даек кварцевых порфиров района к породам субвулканической фации ордовик-силурийского магматического комплекса (Рахматуллаев, II).

Рис. I. Схема геологического развития Кокпатаасского рудного поля и прилегающих к ним территорий:

- I - нижнекарбонные известняки (C_1, Y_3);
- 2 - различные сланцы, алевролиты с пропластками спилитов, известняков коксайской свиты (V_{KS});
- 3 - кремнистые, карбонатные и сланцевые отложения кокпатаасской свиты (Kf_{kr});
- 4 - песчаники, алевролиты, верхнедженгельдинской подсвиты (Pt_{1-2});
- 5 - вулканогенно-сланцевые отложения нижнедженгельдинской подсвиты (Pt_{1-2});
- 6 - общая направленность колебательных движений;
- 7 - время проявления глубинных разломов;
- 8 - время проявления складчатых движений, вертикальный диапазон размещения эндогенного оруднения;
- 9 - кварц-антимонит-серебряно-золоторудной формации;
- 10 - кварц-пирит-арсенопирит- и кварц-полисульфидно-золоторудных формаций;
- II - пегматито-редкометалльной формации;
- 12 - золотоколчеданной формации.

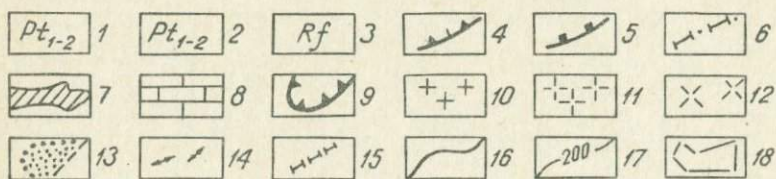
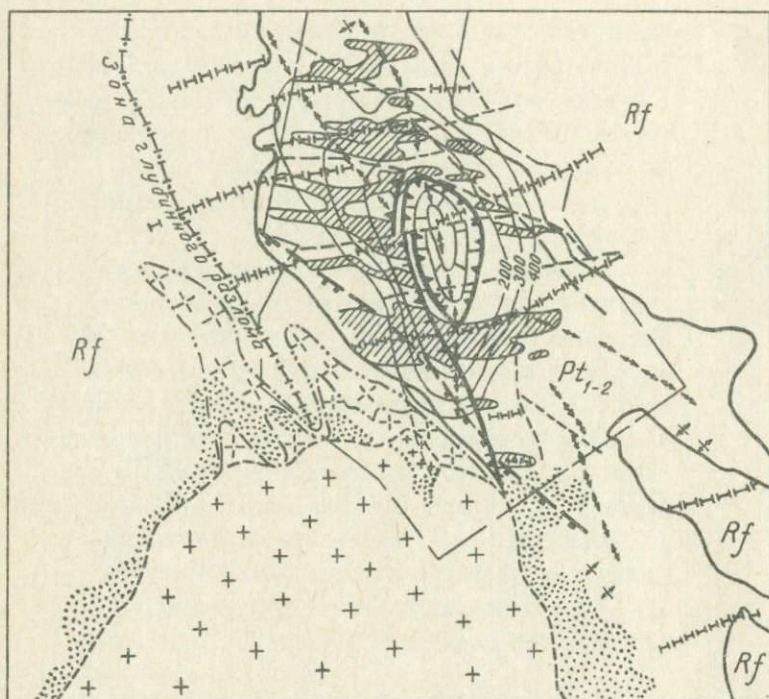


Рис.2. Схема геологического строения Кокпатаасского рудного поля и размещения золотоколчеданного оруденения (составили: И.И.Попов, Х.Р.Рахматуллаев):

I - вулканогенно-сланцевые отложения нижнедженгельдинской подсвиты Pt_{1-2} ; 2 - вулканомиктовые песчаники, сланцы и туфоалевролиты верхнедженгельдинской подсвиты Pt_{1-2} ; 3 - кремнистые, карбонатные и сланцевые отложения кокпатаасской свиты рифея; 4 - зоны глубинных разломов с развитием серпентинитов; ($O_3 - S_1$); 5 - зоны глубинных разломов с развитием субвулканических даек кварцевых порфиров ($O_3 - S_1$); 6 - фрагменты кокпатаасского многоосевого глубинного разлома; 7 - зоны золотоколчеданного оруденения; 8 - известняки верхнего визе нижнего карбона; 9 - тектоническое окно; I0 - гранодиориты и граниты ($C_3 - P_1$); II - гранодиориты, залегающие на глубинах до 200 м ($\pm 20\%$); I2 - гранодиориты, залегающие на глубинах более 200 м ($\pm 20\%$); I3 - площади развития экзоконтактового изменения пород под влиянием интрузии гранодиоритов и гранитов; I4 - оси антиклинальных структур; I5 - оси наиболее крупных пучков даек диоритовых порфиров, лампрафиров; I6 - геологические контуры; I7 - изогипсы (в метрах) верхней кромки известняков ($C_1 \sqrt{3}$) под вулканогенно-осадочными отложениями Pt_{1-2} ; I8 - контур площади поисков зон золотоколчеданного оруденения электроразведкой (методы ВП и ЕП).

3. Исключительная приуроченность золотоколчеданных рудных зон по данным геофизики (И.П.Попов) к осадочно-вулканогенным породам Дженгельдинской свиты, условно Pt_{1-2} , и непреследуемость этих зон в известняках верхнего визе нижнего карбона, выступающих из-под тектонического окна (рис.2).

4. Наличие в дайках диоритов и диоритовых порфиритов ксенолитов сливного жильного кварца от белого с сероватым оттенком до серого с мелкими вкраплениями арсенопирита и пирита (Рахматуллаев, II).

5. Абсолютный возраст фуксита из фукситизированных пород, отвечающих среднему девону, — 350 млн. лет.

Вмещающие породы в пределах каледонских золотоколчеданных тел подвергнуты сильному гидротермальному изменению: лиственитизации, фукситизации, окварцеванию, окремнению, карбонатизации, сульфидизации. Следует заметить, что около-рудные изменения и рудная минерализация в докембрийских породах Кокпатаса двухвозрастные. Ранний их возраст, вероятно, может быть отнесен к гидротермально-метаморфогенному генетическому типу, так как золотоколчеданные руды в момент телескопирования на них продуктов ранней кварцпирит-арсенопирит-золоторудной формации герцинского возраста, по всей вероятности, метасоматически преобразованы на месте. Об этом, вероятно, можно судить по полосчатой текстуре золотосульфидных (пирит, арсенопиритовых) руд месторождения. Рудные тела характеризуются средним объемом содержанием сульфидов от 10 до 25%.

С поверхности руды сильно окислены, мощность зоны окисления сульфидов меняется от 5 до 50 м. По морфологии рудные тела представляют собой жиллообразные залежи мощностью 1-20 м, протяженностью от 100 до 400 м. Падение рудных тел крутое ($45-90^{\circ}$), часто они выклиниваются по падению и простиранию.

Все рудные тела, по данным И.И.Попова, группируются в линейновытянутые рудные зоны мощностью до нескольких сотен метров и протяженностью 1-3 км. Эти зоны имеют суб-

широтные простирания, являющиеся зонами оперения глубинного разлома северо-западного направления. Глубинные разломы, вероятно, играют роль рудоподводящих, а субширотные — рудовмещающих. Северо-западные зоны глубинных разломов также несут слабую сульфидизацию с содержанием золота.

Рудные формации, связанные с магматизмом герцинского тектоно-магматического цикла представлены пегматито-редкометальной, кварцево-редкометальной, кварц-пирит-арсенопирит-золоторудной, кварц-полисульфидно-золоторудной и кварц-антимонит-серебряно-золоторудной (Рахматуллаев, 9, II).

Согласно схеме геологического развития южной части гор Букантау (см. рис. I) видно, что редкометальные пегматиты следуют после злещитовой формации гранитоидного комплекса, а золоторудные формации после главной массы даек дайкового комплекса. Возраст даек не древнее перми, следовательно, такой же возраст имеют пространственно и, возможно, генетически связанные с ними золоторудные формации региона (таблица).

Размещение золоторудных формаций рудного поля Кокпатас во времени и в пространстве можно представить принципиальной схемой (рис. 3).

Следует заметить, что в размещении золоторудных формаций герцинского возраста в пространстве наблюдается четкая горизонтальная зональность по отношению к гранитоидным интрузивам района: кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная размещается вблизи интрузивов (в интрузивной зоне по Х.М.Абдуллаеву), кварц-полисульфидно-золоторудная — в некотором удалении от интрузивов (надинтрузивной зоне по Х.М.Абдуллаеву и кварц-антимонит-серебряно-золоторудная — в достаточном удалении от интрузивов (в удаленной зоне от интрузивов по Х.М.Абдуллаеву). Но они теснейшим образом, а возможно генетически, связаны с дайковыми образованиями позднегерцинского дайкового комплекса, в основном, диоритового и лампрофирового.

Текто-но-магма-тиче-ский цикл :	Руд. этап :	Отношение минерализации к интрузивным, вмещающим породам и различным структурам :	Главные типы постмагматического изменения вмещающих пород и жильных образований :
---------------------------------	-------------	---	---

Герциинский Кварцево-карбонатно-сульфидно-золоторудный

Накладывается при помощи дробления главным образом на рудные тела предыдущих этапов и на измененные породы (известняки S, U_2 , гранодиориты) и на дайковые образования. Локализованы в основном в разрывных структурах субширотных простираний

Доломитизация, окварцевание, пиритизация, отложение кварцево-сульфидной минерализации с золотом и в виде цемента брекчии вмещающих пород и руд

Кварцево-карбонатно-антимонитовый с золотом и селенитом

В разрывных структурах среди карбонатных пород и на контакте последних с песчано-сланцевыми отложениями и дайками северо-западных и субширотных простираний

Окварцевание, джепероидообразование, карбонатизация и кварцевые жилы с сульфидами

Парагенезис рудных и нерудных минералов :	Парагенезис химических элементов :	Рудная форма :	Морфологический тип минерализации :	Генетический тип :
главные :	второстепенные :	гл. ком-по-нен-ты :	посто-янные при-меси :	спора-дические приме-си :

Кварц, золото П, пирит П

Карбонат, халькопирит I, сфалерит I, блеклая руда (тетрадрит), арсенопирит II, тетрамит (или жозеит), антимонит I

Золото

Медь, серебро

Цинк, мышьяк, свинец, сурьма, вольфрам, молибден, олово

Кварц, полисульфидно-золотая руда

Жильные и линзообразные тела

Гидротермальный

Кварц антимонит II, III

Карбонат, флюорит, барит, халькопирит II, пирит III, золото III, сфалерит II, бертьерит?, сурьма самородная

Сурьма, селенит, ртуть, золото, молибден, олово, вольфрам, таллий, висмут

Медь, цинк

Мышь, свинец, золото, серебро, олово, вольфрам, таллий, висмут

Кварц, антимонит, золото

Брекчии и жильные

Гидротермальный

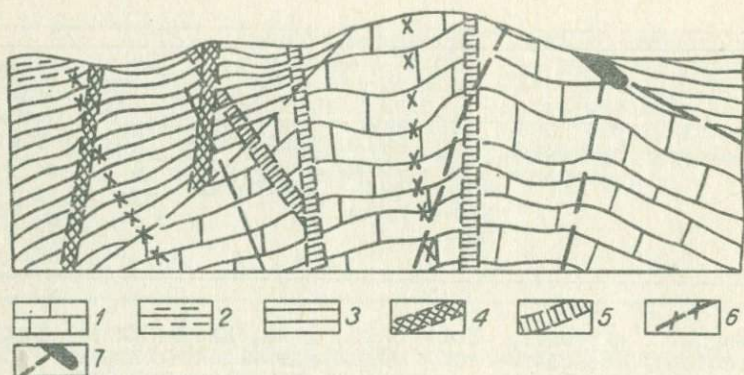


Рис. 3.

Принципиальная схема размещения золоторудных формаций рудного поля Кокчетав:

1 - известняк (C, V_2); 2 - кремнистые сланцы кокчетавской свиты ($R_{кр}$); 3 - вулканогенно-осадочные отложения дженгельдинской свиты (R_{I-2}); 4 - золото-колчеданная формация; 5 - кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная формация; 6 - кварц-полисульфидно-золоторудная формация; 7 - кварц-антимонит-серебряно-золоторудная формация.

составов. Интересен также характер локализации их по тектоническим разрывам: рудные тела ранней кварц-пирит-арсенипирит-золоторудной формации почти исключительно размещены в полостях разрывов субмеридионального простирания, а кварц-полисульфидно-золоторудной - в субширотных и кварц-антимонит-серебряно-золоторудной - в субширотных и северо-западных.

Вмещающей средой для первой золоторудной формации служит исключительно осадочно-вулканогенная толща Дженгельдинской свиты, а для двух последних - Дженгельдинская свита и известняки верхнего визе нижнего карбона. Кварц-антимонит-серебряно-золоторудные руды, как правило, приурочены к известнякам верхнего визе. Таким образом, в одном рудном поле Кокпатас мы имеем золоторудные формации двух возрастов - каледонского и телескопированного герцинского.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
2. А б д у л л а е в Х.М. Деяки и оруденение. М., Госгеолиздат, 1957.
3. А х м е д ж а н о в М.А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Ю.Тянь-Шаня (Зеп. Узбекистан). Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1969.
4. Б а й м у х а м е д о в Х.Н., З а к и р о в Т.З. Формации и некоторые закономерности размещения гидротермальных месторождений Зарафшано-Гиссарской горной системы. Тр. ТашПИ, вып. 52, 1968.
5. Б о р и с о в О.М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1970.

6. Г а р ь к о в е ц В.Г. Перспективы золотаносности и некоторые вопросы геологии золота Узбекистана. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан", УзССР, 1968.
7. К у с т а р н и к о в а А.А., Р а х м а т у л л а е в Х.Р. О роли палеовулканизма в золоторудной минерализации Кызылкумов. "ДАН УзССР", 1967, № 2.
8. Р а х м а т у л л а е в Х.Р. Низкотемпературные постмагматические формации Центральных Кызылкумов (горы Букантау, Кокпатавс и др.) и их рудоносность. Автореф.канд.дисс., Ташкент, 1961.
9. Р а х м а т у л л а е в Х.Р. О некоторых особенностях локализации золоторудной минерализации Кокпатавса. "Узб.геол.ж.", 1964, № 1.
10. Р а х м а т у л л а е в Х.Р. Золоторудные формации гор Алтынтау и Кокпатавса, "Узб.геол.ж.", 1967, № 3.
11. Р а х м а т у л л а е в Х.Р. О закономерностях размещения проявлений семейства $\{Kb-(Hg, Sb, Ag)-As-Au\}$ формаций в Кокпатавском рудном поле. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.
12. Х а м р а б а е в И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

И.М. Мирходжаев, Л.Н. Лисогор

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПРОМЫШЛЕННОЙ
ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАРАМАЗАРА

Исследуемый регион (Кармазар) — часть Кураминской подзоны Западного Тянь-Шаня по характеру геологического развития и оруденения является ярким примером подтверждения идей Х.М. Абдуллаева и данных И.Х. Хамрабаева о мезозостарости эндогенного оруденения.

В ходе поисково-съемочных и тематических работ, проведенных на типоморфных промышленных золоторудных месторождениях Северного Таджикистана и Восточного Узбекистана, были изучены все известные ранее и вновь установленные соотношения золоторудной минерализации с магматическими и осадочными образованиями. Появились новые данные о возрасте промышленного золотого оруденения Кармазара, изложенные ниже.

Месторождение Школьное. Площадь сложена гранодиоритами Кармазарского типа, являющимися рудовмещающими породами, и прорывающими их дайкообразными телами меланократовых гранодиорит-порфиров. Описанные породы пересекаются наиболее молодыми магматическими дайковыми образованиями фельзитов, гранит-порфиров, диабазов и диабазовых порфиров, слагающими линейковитякутне дайковые пояса северо-восточного простиранья.

Золоторудная минерализация связана с кварц-карбонатными жилами, минеральный состав которых сравнительно прост. Здесь выделяются 3 генерации кварца: полевой шпат (адуляр?), темно-серый тонкопластинчатый анкерит и более молодой белый кальцит. Рудные минералы представлены пиритом, самородным золотом, пираргиритом, фрейбергитом. Отношение

золота к серебру в рудных телах в среднем колеблется от 1:2 до 1:10.

На участках месторождения наблюдается видимое пересечение кварц-золоторудных жил дайками диабазов, гранит-порфиров и фельзитов. Соотношения многочисленные, иногда только для одной минеральной жилы устанавливается более 5-6 видимых пересечений.

Визуально более молодой возраст даек относительно минеральных жил устанавливается по следующим данным: 1) видимые многочисленные пересечения кварц-карбонатных жил дайками диабазов, гранит-порфиров и фельзитов; 2) пересечение мощной (до нескольких метров) минеральной жилы тоненькими (10-20 см) дайками диабазов; 3) ксенолиты минеральных жил в дайках. Правомерность наблюдаемых соотношений доказывается и микропетрографическими исследованиями ксенолитов и изменений даек на контактах с минеральными жилами, проведенными П.С. Козловой и др. (7).

Авторы в процессе изучения соотношений кварц-золото-рудных жил с дайковыми образованиями на месторождении Школьное и других описанных ниже объектах собрали и проанализировали материал, дающий возможность изучить соотношения иным, нежели петрографические исследования, методом. Метод основан на наличии в минеральных компонентах жил остаточных газово-жидких включений первоначальных гидротерм (6, II).

При внедрении даек на контакте с ними жилы испытывают интенсивное тепловое воздействие, постоянно ослабевающее и сходящее на нет по мере удаления от контакта. Если температура становления интрузии, пересекающей жилу, значительно выше температуры, при которой происходило формирование включений, то последние под тепловым воздействием обязаны растрескаться, в связи с чем в отобранных по жиле минералах вблизи от контакта с дайкой должен либо сводиться до минимума, либо пропадать совершенно термозвуковой эффект (жила "немая").

По мере удаления от контактов с дайкой тепловое воздействие последней на жилу должно ослабевать до полного исчезновения. В связи с этим должно постепенно увеличиваться количество сохранившихся газовой-жидких включений, устанавливаемое по увеличению интенсивности растрескивания. В то же время температура начала растрескивания включений с постепенным удалением от контакта дайки должна понижаться за счет теплового воздействия последней на минеральную жилу, т.е. по мере приближения к контакту дайки должны сохраняться все более высокотемпературные включения. Если же пересечение ложное, т.е. в случае блокирования дайкой минеральной жилы, тепловое воздействие на последнюю отсутствует и, следовательно, никакого различия в декрептоактивности вблизи от контакта с дайкой и на удалении от нее наблюдаться не будет.

На рис. 1, 2 приведено одно из многочисленных видимых пересечений дайкой диабазовых порфиритов кварц-золоторудной жилы № 31 и результаты декрептофонических исследований отобранного по жиле золотосодержащего кварца на разном удалении от контакта с дайкой. Как видно из приведенной диаграммы (рис. 2), вблизи от контакта (20 см) почти совершенно отсутствует декрептоэффект (проба "немая"), а температура начала растрескивания включений — максимальная.

По мере удаления от контакта увеличивается количество взрываний (и включений) в несколько сотен раз и, наоборот, уменьшается температура начала растрескивания включений. Интенсивный термозвуковой эффект в пробе кварца непосредственно на контакте (не далее 1-2 см) связан с перекристаллизацией кварца и интенсивной его трещиноватостью за счет внедрения дайки. Обычно полоса эта не превышает 1-3 см.

Полученные данные доказывают правомерность визуально наблюдаемых пересечений минеральных жил дайками. Совершенное отсутствие золота в породах даек, устанавливаемое по результатам пробирных и спектрозолотометрических анализов, идентичность содержания золота из ксенолитов кварца и жи-

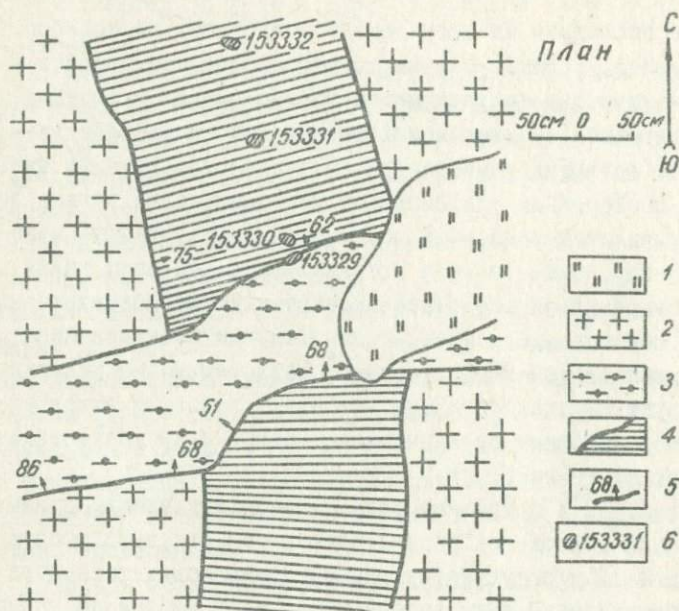


Рис. I. Пересечение кварц-золоторудной жилы № 31 дайкой диабазового порфирита (месторождение Школьное, участок Талдыкан, поверхность):

- 1 - современные отложения; 2 - гранодиориты C_2 ;
 3 - диабазовые порфириты; 4 - кварц-золоторудная жила; 5 - элементы залегания контактов;
 6 - место отбора шtuфов и их номера.

лы (I6), четкая приуроченность золота только к определенной из входящих в строение жилы генераций кварца - все это исключает возможность наложения золота на минеральную жилу после внедрения даек. Следовательно на месторождении Школьное устанавливается более молодой возраст дайковых образований триасового магматического комплекса по отношению к промышленной кварц-золоторудной минерализации.

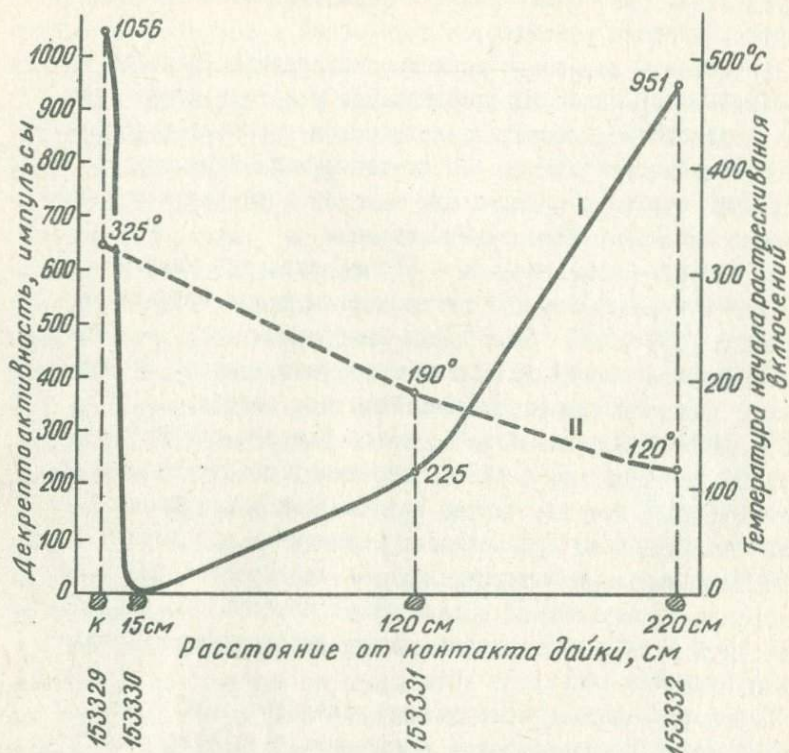


Рис. 2. Диаграмма зависимости декрептоактивности и температуры начала растрескивания газовой-жидких включений в пробах мономинерального золотоносного кварца от расстояний до контакта дайки диабазовых порфириров:
 I - кривая декрептоактивности; 2 - кривая температуры начала растрескивания включений.

Рудопроявление Бегулы состоит из двух участков: северо-восточного и юго-западного. Площадь рудопроявления сложена вулканогенными образованиями акчинской и минбулакской свит, прорванными субвулканическими аналогами эффузивов оясайской свиты и серией даек микродиабазов, диабазовых порфириров, щелочных гранит-порфириров. Соотношения между

интрузивными образованиями и минеральными жилами устанавливаются на обоих участках.

На первом - северо-восточном - наблюдается видимое пересечение минеральных жил, содержащих золото в количестве десятых долей г/т, серией даек диабазов и гранит-порфиров. Пересечения многократные, без смещения жил. Мощность и внутреннее строение минеральных жил по обоим контактам пересекших их даек остаются неизменными.

На втором - юго-западном - устанавливается видимое срезание и пересечение субвулканическим телом эффузивов оясайской (C_3) свиты двух кварц-карбонатных жил, в которых содержание золота колеблется от десятых долей до нескольких десятков г/т (отношение золота к серебру 1:10). Тело сложного строения и прихотливой "разлапистой" формы. Центральная часть его сложена массивными гранит-порфирами, переходящими к краевым частям в флюидалные кварцевые порфиры. Оно окаймлено полосой мелкообломочных эруптивных брекчий, обломочный материал которых представлен кварцевыми порфирами, вмещающими андезитовыми порфиритами минбулакской свиты и кварцем с карбонатом из рассматриваемых минеральных жил.

Петрографические исследования контактов тела с минеральной жилой (IU) позволили установить обтекание флюидальности в кварцевых порфирах всех неровностей жилы, ксенолиты жил в гранит-порфирах и кварцевых порфирах и многочисленные обломки кварца и карбоната (до 15-20% от объема оломочного материала) в окаймляющей тело эруптивной брекчии, закалку в гранит-порфирах на контакте с минеральной жилой и т.д., что подтверждает правильность наблюдаемого соотношения. Таким образом, на рудопроявлении Бегулы возраст кварц-карбонат-золоторудных жил определяется как среднекарбонный.

Месторождение Надак состоит из двух участков: собственно Надак и Надволи, размещающихся среди интенсивно измененных пиритизированных андезито-дацитовых порфиров акчинской свиты и гранитоидов Кармазарского типа. Последние перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями

надакской свиты и пересекаются многочисленными дайками эссекситов, диабазов и диабазовых порфиритов, слагающих несколько узких разнонаправленных поясов.

Месторождение представлено серией сложных по морфологии и простых по минеральному составу кварц-карбонатных жил, несущих золотое оруденение. В них в последовательности от более древних к молодым выделяются следующие минеральные генерации: коричневато-серый марганцовистый карбонат I → метасоматический (?) — грязно-серый микрозернистый кварц I → серый с синеватым или лиловым отливом сливной фарфоровидный золотоносный кварц II → золото самородное → белый сахаровидный мелко-, среднезернистый кварц III → мелкокристаллический снежно-белый кальцит II.

Распределение золота в жилах крайне неравномерное. Содержание его колеблется от 1-2 до 70 г/т, отношение золота к серебру 1:1, реже 1:2. Форма рудных тел — в виде небольших по простиранию, но богатых линз. Золото обычно приурочено к местам развития в жилах коричневато-серого карбоната (анкерита).

Соотношения кварц-карбонат-золоторудных жил с магматическими и осадочными образованиями устанавливаются на обоих участках. На первом (Надак) пологопадающая жила мощностью до 4,5 м пересекается почти вкrest даечкой игольчатых диабазовых порфиритов мощностью не более 10 см. Значительное преобладание мощности минеральной жилы над дайкой, отсутствие золота в последней совершенно исключают возможность блокирования.

На участке Надвали кварц-карбонатная пологого падения жила мощностью 2,5-3 м пересекается дайкой так же диабазовых порфиритов мощностью около 4,0 м. Для установления достоверности наблюдаемого соотношения был проведен декрепитационный анализ проб золотоносного кварца, отобранного из штуфов, располагавшихся на разном удалении от контакта с дайкой. Результаты анализов доказывают правомерность наблюдаемого соотношения. Несколько севернее (в 40-50 м) от описанного соотношения наблюдается пересечение крутопадающей кварцевой жилы дайками аналогичных диабазовых порфиритов.

В 90–100 м на запад от места последнего пересечения на участке Надволи в расположенных гипсометрически выше грубообломочных конгломератах надакской свиты была найдена окатанная глыба кварца размером 0,8х1,0 м, идентичная рудоносному сливному серому кварцу, входящему в строение минеральных жил месторождения. Пробирный анализ пробы, отобранной из глыбы кварца, показал содержание золота (3,8 г/т).

В 2 км на северо-запад от месторождения Надак в геологически аналогичной позиции наблюдается перекрывание пологопадающего прожилка серого сливного фосфоровидного кварца конгломератами надакской свиты. Соотношение подтверждается находением в непосредственной близости от места перекрывания многочисленных обломков кварца, по внешнему облику и структурным особенностям идентичного кварцу из прожилка. Пробирным анализом в пробах, отобранных отдельно из кварцевого прожилка и гальки кварца конгломератов, устанавливается одинаковое содержание золота (3,0 г/т).

Изложенное выше позволяет датировать возраст кварц-карбонат-золоторудных жил месторождения Надак не выше среднего карбона.

Рудопроявление Чарби. Геологическая позиция его и минеральный состав аналогичны месторождению Надак.

Рудопроявление представлено пологопадающей (18–26°) кварц-карбонат-золоторудной зоной, в строении которой четко выделяются 2 элемента: непосредственно четковидная жила мощностью от 0,5 до 1,5 м и зона прожилкового окварцевания в ее висячем боку. Золото устанавливается непосредственно в жиле и в сопровождающей ее зоне. Содержание его колеблется от первых граммов до 35 г/т, распределение неравномерное. Отношение золота к серебру в среднем 1:1.

Соотношение рудной зоны с интрузивными образованиями устанавливается как на поверхности, так и в горных выработках. В первом случае наблюдается пересечение кварц-карбонат-золоторудной жилы тремя сближенными дайками диабазовых порфириров в месте ее наибольшего раздува. Мощность, внутреннее строение жилы и содержание золота в ней по обо-

им контактам диабазовых даек в месте пересечения остаются почти не измененными.

Вблизи от контактов с дайками содержание золота в жиле ниже, чем на удалении почти в 1,5 раза. Непосредственно в месте пересечения наблюдается незначительное заражение диабазовых порфиритов золотом (до 1 г/т), связанное с ассимиляцией золотоносного кварца породами дайки и сразу - обживанием золота в жиле на контактах.

В штольне № 3 наблюдается срезание пологопадающей зоны интенсивного прожилкового окварцевания дайкой гранодиорит-порфиров верхнекарбонатового комплекса. В забое штрека № 1 на четвертом метре устанавливается срезание той же дайкой уже кварц-карбонат-золоторудной жилы. Доказательством правомерности описанных выше соотношений является совершенное отсутствие в гранодиорит-порфирах каких-либо признаков минеральных прожилков, несмотря на довольно интенсивную их трещиноватость и наличие на контактах в дайке мелких обломков рудоносного кварца.

В 1,2-1,5 м на юг от описанных соотношений в верховьях Наузак-сая в базальных конгломератах надакской свиты собрана галька кварца, внешне идентичная кварцу из рудной зоны рудопроявления Чарби. Пробирный анализ показал содержание золота в кварце из гальки конгломератов в количестве 10 г/т. Таким образом, для рудопроявления Чарби возраст кварц-золоторудной минерализации также устанавливается как среднекарбонатовый.

Месторождение Пирмираб. Площадь его сложена вулканогенными образованиями минбулакской и акчинской свит и гранитоидами Кармазарского типа. Самые молодые и многочисленные образования - дайки диабазовых порфиритов трех возрастных и петрографических типов.

Месторождение представлено серией кварцевых и кварц-карбонатных с золотом жил иногда значительной (более 10 м) мощности, размещающихся в тектонических трещинах субмеридионального простирания. Основная часть золота на месте рождения связана исключительно с кварцем и находится в тонкодисперсном субмикроскопическом состоянии. Отношение золота к серебру в среднем колеблется от 1:3 до 1:5.

На месторождении Пирмираб визуально наблюдаются многочисленные (иногда более 10 для одной) пересечения кварц-золоторудных жил дайками диабазовых порфиритов. Часто наблюдаются пересечения мощных (более 10 м) жил маломощными (до 1 м) дайками (рис.3). По поводу взаимоотношений на

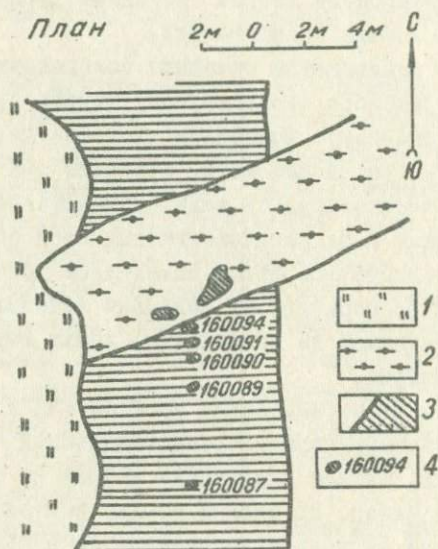


Рис. 3. Пересечение кварц-золоторудной жилы № 6^а дайкой диабазового порфирита (месторождение Пирмираб, поверхность):
1 - современные отложения; 2 - диабазовый порфирит; 3 - кварц-золоторудная жила; 4 - место отбора штуфов и их номера.

месторождении Пирмираб рудных жил с дайками нет единого мнения. Одни исследователи (3) считают, что все дайки диабазов сформированы до золоторудных жил, а пересечения рудных жил дайками считают ложными, другие (13), наоборот, стоят на позиции более молодого возраста диабазовых даек относительно рудных жил.

Декрепитационный анализ проб золоторудного кварца из жилы № 6^а показывает почти полное отсутствие декрептоактивности в пробах, отобранных в непосредственной близости от контактов дайки (всего 12 импульсов). На удалении от контакта в двух метрах количество импульсов увеличивается до 459, а на расстоянии 6 м — до 796. Температура начала растрескивания включений, наоборот, уменьшается от 360° в пробах кварца вблизи от контакта до 210° на удалении (рис. 4).

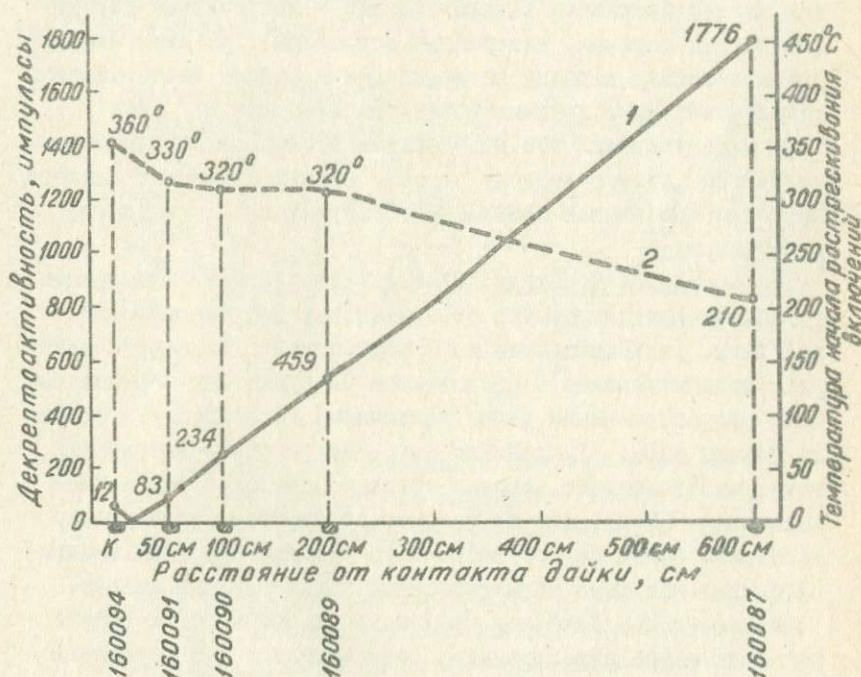


Рис. 4. Диаграмма зависимости декрептоактивности и температуры растрескивания газожидких включений в пробах мономинерального золотоносного кварца от расстояний до контакта дайки диоритового порфирита:

- 1 — кривая декрептоактивности;
- 2 — кривая температуры начала растрескивания включений.

Изложенное свидетельствует о термальной проработке золотоносного кварца вблизи от дайки диабазов, что может быть связано только с внедрением последней уже после становления кварц-золоторудных жил.

Таким образом, устанавливается додайковый возраст кварц-золоторудной минерализации месторождения Пирмираб. Нижняя возрастная граница оруденения определяется по размещению в образованиях среднекарбонного магматического комплекса. Необходимо заметить, что предыдущими исследованиями на месторождении выделяются еще и интрузивные породы (кварцевые порфиры, диоритовые порфириты), условно относимые к верхнему карбону за неизменением в районе месторождения соотношений их с другими образованиями.

По нашему мнению, эти образования весьма похожи на однотипные по литологическому составу субвулканические аналоги эффузивов акчинской свиты (С₂) Центрального и Западного Карамазара.

Месторождение Кочбулак. Площадь его сложена стратифицированными вулканогенными образованиями верхнеакчинской подсвиты, разделяющимися на 7 горизонтов. Эти породы являются рудовмещающими и прорываются интрузивными образованиями, представленными двумя различными по возрасту и составу типами даек: 1) дайками кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов, возраст которых условно определен как нижнепермский; 2) дайками диабазовых порфиритов, образующими небольшие пояса северо-восточного простирания и являющимися самыми молодыми магматическими образованиями района.

Месторождение Кочбулак представляет собой серию кварцевых жил и зон окварцевания, размещающихся в пологопадающих межформационных срывах и крутопадающих трещинах оперения последних. Сульфидно-кварц-золоторудные тела имеют визуальные соотношения с обоими типами даек. В первом случае они пересекают дайки кварцевых сиенито-диоритовых порфиритов. Показательна в этом отношении дайка субмеридионального простирания мощностью до 25 м, расположенная в центральной части площади месторождения. Дайка сиенито-диоритового порфирита смещается всеми пересекающими ее пологозале-

гающими межформационными срывами, выполненными кварц-золоторудной минерализацией (зоны Кальта, Узун Ю).

Соотношения сульфидно-кварц-золоторудных тел со вторым типом даек - диабазовыми порфиритами - наблюдаются визуально в нескольких местах только в подземных выработках. В штольне № I4 наблюдается срезание пологопадающей сульфидно-кварц-золоторудной жилы и многочисленных мелких прожилков кварца с золотом (4-я рудная зона) дайкой диабазового порфирита (рис.5). Здесь же наблюдается пересечение дайки и золоторудной жилы прожилками более молодого кварца, не несущего золота.

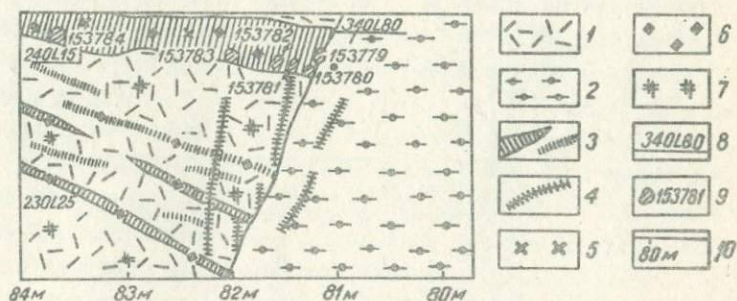


Рис. 5. Срезание пологопадающей кварц-золоторудной жилы дайкой диабазового порфирита (месторождение Кочбулак, 4^я рудная зона, штольня № I4, северо-западная стенка):

1 - андезитовый порфирит; 2 - диабазовый порфирит; 3 - жилы и прожилки золотоносного кварца; 4 - прожилки более молодого кварца, не несущего золота; 5 - вкрапления халькопирита; 6 - вкрапления пирита; 7 - неориентированное дробление; 8 - элементы залегания контактов; 9 - место отбора штуфов и их номера; 10 - интервал горной выработки.

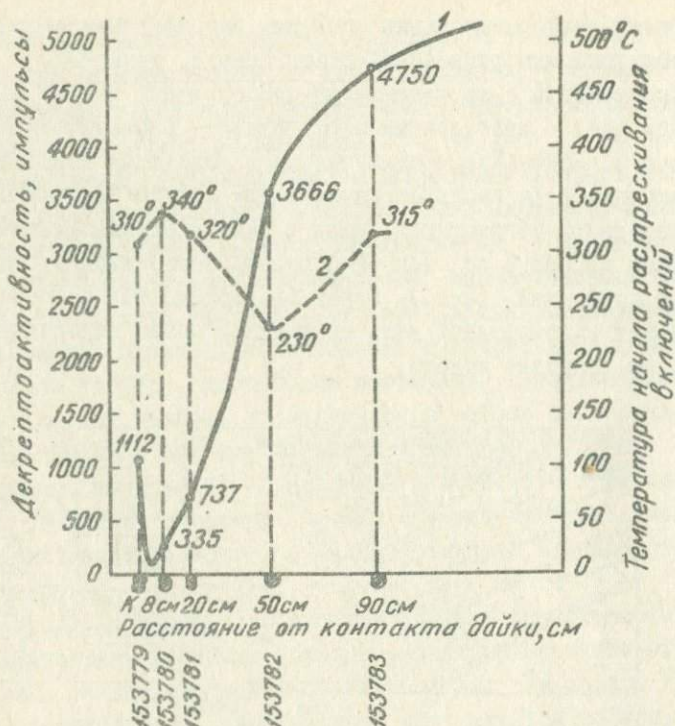


Рис. 6. Диаграмма зависимости декрептоактивности и температуры начала растрескивания газовой-жидких включений в пробах мономинерального золотоносного кварца от расстояний до контакта дайки диоритового порфирида:

- 1 - кривая декрептоактивности;
- 2 - кривая температуры начала растрескивания включений.

Правомерность наблюдаемого соотношения подтверждается декрепитационным анализом проб кварца, несущего золоторудную минерализацию (рис.6). В пробе кварца, расположенной вблизи от контакта с дайкой, декрептоактивность значительно (в несколько десятков раз) ниже, нежели в пробах, отображенных на удалении от контакта. Некоторое увеличение декрептоактивности непосредственно на контакте с дайкой, как

и в описанных выше случаях, связано с перекристаллизацией кварца. Температура начала растрескивания включений, наоборот, понижается по мере удаления от контакта дайки за счет постепенного уменьшения теплового воздействия последней. Таким образом, для месторождения Кочбулак возраст золоторудной минерализации устанавливается как послепермский, но до внедрения даек диабазового порфирита триасового послекызылнуринского комплекса.

Месторождения Канимансур, Карабулак, Тарыкан, Каптар-хона располагаются в пределах Центрального Карамазара в непосредственной близости друг от друга. Месторождения эти не золоторудные: первые два, в основном, свинцово-серебряные, остальные - медно-висмутовые. Для них характерно наличие в рудах в качестве полезной промышленной примеси золота.

Содержание золота в руде в среднем не превышает 1,0-1,5 г/т, в отдельных сечениях увеличивается до 10 и более г/т. Общее количество золота в рудах некоторых объектов, несмотря на небольшие содержания, довольно значительно (до мелких по масштабу месторождений золота).

Основные минералы носители и концентраты золота - сульфиды меди, висмута, железа, мышьяка, реже свинца. Незначительное количество золота связано непосредственно с кварцем. Отношение золота к серебру в рудных телах месторождений колеблется от 1:20 до 1:100.

Описываемые объекты располагаются в разных по возрасту (от древних до самых молодых - кызылнуринских) вулканогенных образованиях. Характерной для всех особенностью является наложение, пересечение рудными телами всех вплоть до самых молодых (диабазовых порфиритов и эссекситов) магматических образований.

Все изложенное выше свидетельствует о наличии в Карамазаре трех возрастных типов промышленного золотого оруденения.

Первый - кварц-золоторудный - среднекарбонového возраста проявился на завершающей стадии среднекарбонového магматического комплекса на всей площади рассматриваемого

района. К нему относятся месторождения Школьное, Надак, Пирмираб, рудопроявления Чарби, Бегулы и, очевидно, Бичанзар и Каульды в Алмалыкском рудном поле.

Характерная структурная особенность размещения кварц-золоторудных жил всех объектов — выполнение наиболее древних тектонических трещин субмеридионального и северо-западного простирания (последние только в пределах Западного Кармазара).

Минералогически жилы просты и характеризуются (за исключением пирита) полным отсутствием сульфидов (кроме участков жил, где проявляется наложенная более молодая минерализация) и обязательным присутствием карбоната. Золото низкопробное (электрум), тонкодисперсное, исключительно самородное и почти все сконцентрировано в кварце. Отношение золота к серебру колеблется от 1:1 до 1:5. Уменьшение отношения золота к серебру до 1:10 и ниже в отдельных жилах месторождения Школьное и рудопроявления Бегулы связано с наложением более молодой серебряной минерализации Каджольского типа.

Второй — сульфидно-кварц-золоторудный. Возраст его устанавливается относительно: он моложе пермских даек гранодиорит-порфирирового состава, но древнее послекызылтуринских триасовых даек диабазовых порфиритов. В Кармазаре к этому типу относятся месторождения Кочбулак и, очевидно, Бургунда. В рудных телах месторождений этого типа преобладающую роль играют сульфиды. Характерная особенность минерального состава руд — наличие теллуридов золота, серебра и висмута.

Золото как самородное, так и в виде теллуридов. Основное количество его в виде микроскопических включений размещается среди блеклых руд в тесной ассоциации с теллуридами и в небольшом количестве — в кварце. Отношение золота к серебру в среднем составляет 1:6 — 1:8. Золото относительно высокопробное — 86,4% для месторождения Кочбулак, 87,7% для месторождения Бургунда (8).

Третий тип самостоятельного значения не имеет. Золото в качестве полезной промышленной примеси присутствует в ру-

дах медневисмутовых, серебро-свинцовых и полиметаллических месторождений. Возраст золотого оруденения триасовый последайковый. К этому типу оруденения относится золото Канимансура, Тарызкана, Каптархоны, Карабулака, Алтынтопкана, Канджол, Гайнаккана, возможно, и других однотипных объектов. Золотс концентрируется, в основном в сульфидах железа, меди, висмута, мышьяка и серебра (пирите, халькопирите, висмутине, арсенопирите, галените). Отношение золота к серебру варьирует от 1:2 до 1:100.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957.
2. А б д у л л а е в Х.М., М а ц о к и н а Т.М., Г о р ь к о в о й О.П. О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор. Сб. "Геология и полезные ископаемые Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука", 1964.
3. А в е р и н Д.А. Возрастные взаимоотношения порфириновых даек и рудных жил на Чадакском месторождении УзССР. "Узб. геол. журнал", 1960, № 1.
4. А р а п о в В.А., Б а з и л ь В.Ф. К вопросу о возрасте постмагматических процессов в Кармазаре. "Узб. геол. журнал", 1959, № 5.
5. В о л ь ф с о н Ф.И., К у ш н а р е в И.П., Д у к и н Л.И., Х о р о ш и л о в Л.В. О возрастных соотношениях даек диабазовых порфиритов и рудных тел. Зап. Узб. отд. Всес. Минер. Об-ва, вып. 2, 1958.
6. Е р м а к о в Н.Н., Х о л м с к и й Р.В. Газово-жидкие включения как индикаторы возрастных взаимоотношений между рудой и дайками. Сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", М., Изд-во "Наука", 1965.

7. К о з л о в а П.С., Л е в и н В.Н., С о н ю ш к и н В.П. Новые данные о возрастных взаимоотношениях диабазовых порфиров с некоторыми гидротермальными образованиями Кураминского хребта. "Геол. рудн. месторожд.", 1966, № I.
8. К о л л е к т и в а в т о р о в . Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
9. К о р о л е в А.В., Ш е х т м а н П.А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа, М., Госгеолтехиздат, 1954.
10. К о ш л а к о в И.П. О возрастных взаимоотношениях кварц-карбонатных жил с некоторыми интрузивными образованиями в Юго-Западном Карамазаре. "Геол. рудн. месторождений", 1969, № 5.
11. Л о к к е р м а н А.А. Минералометрия в связи с проблемой "Руда и дайки". Сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", М., Изд-во "Наука", 1965.
12. М и р х о д ж а е в И.М. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта. "Узб. геол. журнал", 1961, № 6.
13. М у с и н Р.А., М а н с у р о в М., М а т ч а н о в Д. О взаимоотношении даек диабазовых порфиров и золоторудных жил в Чадакском рудном поле (Западный Тянь-Шань). "Узб. геол. журн.", 1969, № 4.
14. Н а с л е д о в Б.Н. Карамазар, Л., Изд-во АН СССР, 1935.
15. Т а р а с о в В.А. Об отношении скарново-рудных образований к дайкам диабазового порфирита в Юго-Западном Карамазаре. Изд-во АН ТаджССР, вып.3, 1961.
16. Т у р л и ч к и н В.М. Два этапа минерализации в Канджольском рудном поле Карамазаре. "Известия АН СССР", 1969, № II.

17. Х а н Д.Г. К вопросу о многоэтапности минерализации Лашкерек-Гушсайского рудного поля (Кураминский хребет). "Узб. геол. журнал", 1968, № 1.
18. Ч е р н ы х О.И. Некоторые данные о предверхнепермской магматической деятельности в восточной части Кураминского хребта. "Узб. геол. журнал", 1963, № 1.

М. Мансуров, И.К. Брагин

РУДОНОСНОСТЬ ХРЕБТА ОКУРТАУ

Различные вопросы петрологии и металлогении Кураминского хребта освещены в работах Х.М. Абдуллаева (1,2), в которых особое внимание обращалось на генетическую связь эндогенного оруденения с различными магматическими образованиями.

Анализ материалов последних лет по геологии и рудоносности хребта Окуртау подтверждает идеи Х.М. Абдуллаева о связи оруденения с различными этапами магматической деятельности.

Кансайское рудное поле расположено в хребте Окуртау и является составной частью Юго-Западного Карамазара. В строении его принимают участие карбонатные породы D_3-C_1 , верхнепалеозойские вулканогенные образования (C_2-C_3) и мезокайнозойские осадочные породы. Из интрузивных образований в районе обнажается крупный массив среднекарбонатовых гранодиоритов и целая серия более поздних ($P-T_1$) штоков и даек интрузивных пород различного состава.

В пределах рудного поля выделены следующие горизонты карбонатных пород: калькаратовый (D_3^1), амфиловый франского яруса (D_3^2), аквилиновый фаменского яруса (D_3^3), известняки визе (C_1), известняки намюрского яруса (C_1), из которых первые два - рудовмещающие.

Согласно схеме развития магматизма Чаткало-Кураминской системы Х.М. Абдуллаева и Ф.Ш. Раджабова (2), в порядке возрастной последовательности на площади рудного поля нами выделяются следующие интрузивные породы:

Средне-верхнекарбонатовые - гранодиориты Кураминского типа и его сателлиты (Джакинканского, Куйганского); пермь - триасовые - мелкозернистые сиенито-диориты, кварцевые диоритовые порфириты (дарбазинского типа),

монцит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, диоритовые порфириты, фельзиты, фельзит-порфиры и диабазовые порфиры.

Основные структурные единицы рассматриваемого района — Окуртауская антиклиналь и Окурдаванская синклиналь, осложненные складками второго и третьего порядков, а также многочисленными разрывными нарушениями взбросового, сбросового, сбросо-сдвигового и надвигового характера.

История развития структуры Кансайского рудного поля обусловлена закономерным изменением плана деформации, который детально был изучен и обоснован Ф.И. Вольфсоном. Этим исследователем подчеркивалось, что сначала формировались разломы широтного простирания, затем северо-западного и субмеридионального и в последнюю очередь северо-восточного. Подобный характер развития структур отмечен для Северного Кармазара В.Б. Мещеряковой, а для Восточного Кармазара — И.К. Брагиным (3).

Детальное изучение Кансайского рудного поля дало нам большой фактический материал. Анализ размещения геологических образований, соотношение дизъюнктивных нарушений с разновозрастными горизонтами карбонатных пород, со средне- и верхнепалеозойскими интрузиями и дайками, с рудной минерализацией, а также между собой позволили выявить амплитуду их перемещения, генетические типы и возрастной порядок развития. В результате разрывные нарушения рудного поля подразделяются нами на 5 возрастных и генетических групп.

Первая группа — широтные взбросы (Окурдаванский и Несогласный) заложилась еще в среднем палеозое. В зоне Окурдаванского разлома отмечаются тектонические пакеты известняков D_3-C_1 , штоки гранодиоритов средне-верхнекарбонОВОГО и пермь-триасового. К несогласному взбросу, которому на западе, возможно, соответствует Акчагыльский разлом, приурочены вытянутые цепочкой штоки гранодиоритов кармазарского типа.

Вторая группа взбросов СЗ и ЗСЗ направления формировалась в ранневерхнепалеозойское время. Акташский и Канта-

уский разломы либо пересекают карамазарский батолит, либо смещают древние разломы предыдущей системы. К этому же направлению или непосредственно к зонам дробления разломов (Южно-Дарбазинскому, Квйганскому, Дайковому, Контактному и др.) приурочиваются штоки и дайкообразные тела малых порфировых интрузий, что свидетельствует о заложении их до внедрения малых интрузий.

Третья группа восток-северо-восточных и северо-восточных вбросо-, сбросо-сдвигов формировалась в средне-верхнепалеозойский этап, до образования послекызылнуринских даек. Доказательством служит, во-первых, пересечение и смещение дизъюнктивов ЗСЗ простирания предыдущей системы по Кызылканскому, Каттыканскому, Диагональному и Поперечному разломам на горизонтальную амплитуду в 20-500 м против часовой стрелки. Во-вторых, многие разломы третьей группы вмещают более поздние дайки этапа малых интрузий. Так, к зонам Каттыканского и Камарсайского разломов приурочены дайки кварцевых и диоритовых порфиритов и т.д. Однако дизъюнктивы II и III групп отчетливо пересекаются послекызылнуринскими дайками диабазовых порфиритов.

Развитие крупных сдвигов северо-восточного направления четвертой группы происходило в соседних с рассматриваемой площадью районах. На отдельных участках заложение дизъюнктивов этой группы было одновременно с предыдущей, но окончательное формирование этих разломов как левых сдвигов произошло после проявления всех интрузий, в поздневерхнепалеозойское время. По Бирюзовому разлому, в частности, дизъюнктивы ЗСЗ простирания, малые интрузии и дайки смещены против часовой стрелки на горизонтальную амплитуду 1000-3500 м.

Пятая группа сдвигов и надвигов представлена послерудными разрывными нарушениями альпийского возраста, которые в Юго-Западном Карамазаре имеют широтное (Кансайский надвиг) и субмеридиональное (подновленные разломы) простирания, т.е. начало нового тектонического цикла характеризуется повторением и унаследованностью предыдущего (герцинского эффузивного разлома).

Выделенные возрастные группы разломов различаются масштабностью, ориентировкой в плане, характером и величиной амплитуд перемещений и отношением к разновозрастному ору-денению.

Авторы, учитывая представления многих геологов и свои собственные наблюдения, а также сравнивая между собой вещественный состав месторождений, условия их формирования и возраст в пределах хребта Окуртау и прилегающих площадей Кармазара в целом, выделяют следующие рудные формации: скарново-магнетитовую (Акташ, Камаркутан); кварцево-сульфидно-золоторудную, связанную с вторичными кварцитами (Джаманкудук); адуляр-кварц-карбонатно-золоторудную, приуроченную к эффузивной фации акчинской свиты (Окур I, Окур II, Западный Окур); скарново-галенит-сфалеритовую (Кансай, Дарбаза и др.); среднетемпературную золото-арсенопирит-висмутовую формацию, наложенную на активолит-тремолитовые скарны (Восточный Акташ), карбонат-галенитовую (Королево).

Важной проблемой геологии Кармазара является вопрос о возрасте рудообразования и связи последнего с этапами и этапами тектоно-магматического процесса.

Приняв за основу схему этапов развития Кураминской подзоны Х.М. Абдуллаева, Ф.Ш. Раджабова и др., мы в пределах детально изучаемого Кансайского рудного поля дополнили ее новыми данными в части выделения рудных формаций, последовательности их формирования и приуроченности к определенным возрастным группам и генетическим типам разрывных нарушений (таблица).

Со средне-верхнекарбоновой гипабиссальной интрузивной фацией связана скарново-магнетитовая формация, а с приповерхностной эффузивно-субвулканической фацией (акчинская свита) кварц-галенит-серебро-золоторудная и кварц-пирит-золоторудная формации.

В пермь-триасовом комплексе выделяются гипабиссальная интрузивная фация (до самых молодых даек основного состава) и приповерхностная эффузивно-субвулканическая фация (развитая за пределами рассматриваемого района).

С первой связано все многообразие пород и руд геденбергит-гроссуляровых, тремолит-актинолитовых скарнов и скарново-галенит-сфалеритовой рудных формаций. Они приурочены преимущественно к ВСВ и СВ взбросо- и сбросо-сдвигам. Этот рудно-тектонно-магматический комплекс завершается формированием существенно свинцовой, карбонат-галенитовой формации, размещающейся в ЗСВ взбросах и сбросах в менее эродированной западной части Кансайского рудного поля.

Со второй (приповерхностной) эффузивно-субвулканической формацией в Кураминских горах связываются многочисленные гидротермальные жилы с сульфидами различных металлов. В пределах района в подновленных разломах III группы (ВСВ и СВ простирания) в этот период формировалась, по-видимому, золото-арсенопирит-висмутиновая формация, которая по возрасту соответствует, очевидно, кварц-халькопирит-висмутовой формации Восточного Карамазара. Завершающими этот рудный комплекс являются кварц-(сфалерит)-галенитовые, барит-галенитовые и флюорит-баритовые жилы, имеющие слабое развитие в данном регионе. Они могут накладываться при благоприятной структурной обстановке на минерализацию всех предыдущих рудных формаций и систем дизъюнктивов; преимущественное же их распространение — оперяющие трещины III и IV порядков региональных северо-восточных сдвигов IV группы.

Из предложенной схемы общего хода развития рудных формаций района видно, что процесс формирования их был длительным и многоэтапным, и при общем понижении температуры к концу рудообразовательного процесса отмечается пульсационный ее характер: с повышением в начале этапов (а также стадий) и с понижением в их конце. Отсюда видно, что постмагматический процесс в районе был пульсирующим, многоэтапным, значительно разобленным во времени и связанным с определенными фазами герцинского магматического цикла. Именно в этой связи рассматривалась нами дизъюнктивная тектоника и выделялись различные возрастные группы разломов с характерными для них рудными комплексами.

Рудные месторождения пространственно либо разобщены, либо находятся в одних и тех же структурах. И в том, и в другом случае рудные проявления занимают различное глубинное положение: более ранние (скарново-железородные) — на самых нижних горизонтах, более поздние (скарново-свинцово-цинковые) — на средних и наиболее юные (карбонатно-свинцовые) — на верхних. Следовательно, здесь мы имеем дело с вертикальной гипогенной зональностью разноэтапно возникших руд, которую можно отнести к пульсационной (по С.С. Смирнову), стадийной (по В.И. Смирнову) или полиасцен-дентной (по Я. Кутине).

В пределах сравнительно небольшого участка, каким является хребет Окуртау, от массива гранодиоритов (с востока) к западу по простиранию на расстоянии 6–8 км действительно отмечается закономерная смена более ранних рудных формаций более поздними. Ф.И. Вольфсон и В.А. Невский считают ее "горизонтальной зональностью".

Мы склонны объяснять горизонтальную зональность различной глубиной формирования разнотипных рудных месторождений, послужившей причиной вертикальной зональности, и различием величин современного эрозионного среза на востоке и западе рудного поля, обусловленным погружением к западу шарнира антиклинальной широтной кладки Окуртауской карбонатной гряды. Кроме того, на отдельно взятом месторождении отмечается своя своеобразная зональность отложения (Билибин, 1951). Причиной такого вида зональности являются специфические физико-химические условия отложения руд в пределах каждого этапа и стадии минерализации, т.е. эта зональность имеет место в каждой определенной рудной форме или месторождении. Так, касаясь скарново-магнетитовой формации, можно отметить, что на месторождении Акташ в верхних горизонтах преобладает пирит, а магнетит имеет подчиненное значение, с глубиной количество его резко возрастает.

Особенно отчетливая зональность отложения отмечается в месторождениях скарново-свинцово-цинкового семейства. По большинству свинцово-цинковых месторождений в рудных те-

дах различных горизонтов нами подсчитано соотношение свинца к цинку.. В верхних горизонтах многих скварново-свинцово-цинковых месторождений галенит преобладает над сфалеритом (Pb/Zn от 1,2 до 4-5), глубже они находятся в равных количествах (Pb/Zn 1,0), на нижних горизонтах галенит уступает место сфалериту (Pb/Zn 1,0), появляется халькопирит и в самых глубоких частях месторождений доминирует пирит, иногда слагая мономинеральные массивные тела.

Карбонат-галенитовая формация, вероятно, генетически связанная с единым скварново-свинцово-цинковым семейством и занимающая в общем разрезе наиболее верхнее положение, представлена в рудной части преимущественно галенитом (соотношение свинца к цинку достигает 30-37). Поэтому в связи с различным эрозионным срезом и ясно выраженной зональностью отложения, соотношение свинца к цинку в рудах месторождений меняется с востока рудного поля (от типично скварново-свинцово-цинковых) на запад (к карбонатно-свинцовым) от 0,6 до 37,0.

Изучение первичной зональности оруденения совместно с анализом тектонических деформаций имеет первостепенное значение для оценки месторождений при поисковых и разведочных работах. Зональность отложения на отдельных свинцово-цинковых месторождениях можно использовать для выявления величины размыва рудных тел и, следовательно, для глубины распространения оруденения. Проявление пульсационной зональности оруденения в масштабе всего рудного поля способствует выявлению общих перспектив тех или иных его участков.

Наиболее благоприятна западная часть Кансайского рудного поля со сравнительно меньшим эрозионным размывом. На глубине под карбонат-галенитовой формацией (индикатор) могут быть найдены богатые скварново-свинцово-цинковые скрытые месторождения, а в эффузивах акчинской свиты - адуляр-кварц-карбонатно-золоторудные и кварцево-сульфидно-золоторудные формации.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
2. А б д у л л а е в Х.М., А д е л у н г А.С., В о р е н и ч В.А., Г о р ь к о в о й А.П., К а л а б и н а М.Г., М а л а х о в А.А., М а ц о к и н а Т.М., М и р х о д ж а е в И.М., Р а д ж а б о в Ф.Ш. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1958.
3. Б р а г и н И.К. К вопросу об истории развития структур и ее роли в выяснении закономерностей размещения оруденения на Замбаракском рудном поле. Сб. "Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
4. В а с и л ь к о в с к и й Н.П. К схеме возрастного расчленения верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. X, 1956.
5. В о л ь ф с о н Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинкового месторождения Юго-Западного Карамазара. Изд-во АН УзССР, 1953.
6. В о л ь ф с о н В.И., Л у к и н Л.И. Значение структурных и литологических критериев при поисках скрытых рудных тел гидротермальных месторождений. Сб. "Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения", М., 1963.
7. К о р о л е в А.В. Карамазарский рудный район. Материалы I-го Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в Ходжикенте, ТаджГИЗ, 1931.
8. М а л а х о в А.А. О причинах региональной зональности. Сб. "Проблема постмагматического рудообразования", т. П, Прага, 1965.

9. М а н с у р о в М. К геологии и структуре одного из месторождений Западно-Кансайской группы, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1968.
10. П о п о в В.С. К минералогии скарнов Центрального Канса в Кармазаре. Ученые записки САЙГИМСа, вып. 3, Ташкент, 1960.
11. П р о т о д ъ я к о н о в а З.М. Некоторые данные о пирите из юго-западных отрогов Кураминских гор. Зап.Узб. отд. ВМО, вып.13, Ташкент, 1959.

Т.М.Мацокина-Воронич, Т.Ш.Хаджиев, М.Максудов

"СЕВЕРНЫЙ ШАВАЗ" — ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ВУЛКАНИЗМОМ

Месторождения касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формаций, обнаруживающие парагенетическую связь с вулканоплутоническими образованиями, — одним из наиболее перспективных в целом ряде регионов (Дальний Восток, Боливия и др.). В Кураминской подзоне — районе мощного развития верхнепалеозойского вулканизма, не было описано типичного представителя этих формаций, хотя отдельные рудопроявления (Джшали, Наугарансай и др.) носят некоторые их признаки (Евфименко, 4). В этой связи определенный интерес представляет рудопроявление "Северный Шаваз".

Рудопроявление, известное с 1951 г., расположено на правом борту реки Шаваз — правого притока реки Ахангаран. В 1960—1961 гг. оно разведывалось Б.А.Кимом и Ю.Г.Шестаковым, установившими присутствие в рудах (наряду с Pb , Zn , Ag , Mo и другими элементами) Sn до 0,1%. В 1967—1970 гг. оно изучалось авторами в связи с комплексными металлогеническими исследованиями территории юго-западного окончания Чаткальского хребта.

Рудопроявление приурочено к Чилтенской вулканотектонической депрессии, заполненной мощными вулканогенными образованиями, и локализовано в зоне крупного разлома.

Площадь рудопроявления сложена в основном кислыми вулканогенными породами липарит-трахилипаритового комплекса S_3-P (по А.П.Агафонову — оясайская свита), представленными как покровными, так и субвулканическими образованиями (рис. I). Среди покровных снизу вверх выделяются (по А.П.Агафонову, Б.А.Киму и Ю.Г.Шестакову): туфы кварцевых порфиров, игнибриды кварцевых порфиров, маломощные линзы туфобрекчий туфы кварцевых порфиров (вторая пачка), туфокогломераты и

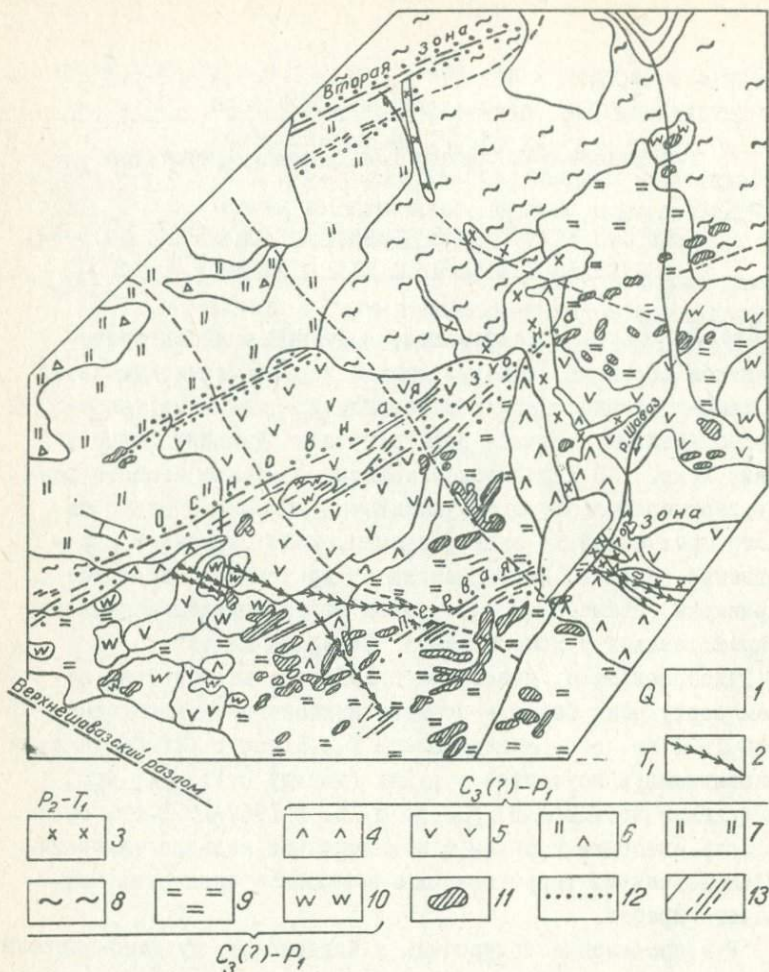


Рис. 1. Схема геологического строения рудопоявления "Северный Шаваз" (Б.А.Ким и Ю.Г.Шестаков, с дополнениями М.Т.Хона и авторов) :
 I - четвертичные отложения; 2 - дайки диабазовых порфиритов; 3 - кварцсодержащие сиенит-порфиры; 4 - фельзиты; 5 - агломератовые лавы фельзитового состава; 6 - туфобрекчии; 7 - туфы кварцевых порфиров; 8 - игнимбриты; 9 - туфы кварцевых порфиров; 10 - туфы дацитовых порфиров; II - кварц-турмалиновые тела; 12 - контуры гидротермально-измененных пород; 13 - разломы и зоны трещиноватости (минерализованные).

туфобрекчии. Субвулканические образования представлены агрегатными лавами фельзитового состава и фельзитами. Первые обнажаются в центральной части площади рудопроявления в виде небольшого штокообразного тела с крутыми контактами. Характерна почти вертикальная ($70-85^{\circ}$) ориентированность флюидалности лав. Вторые образуют вытянутые дайкообразные тела. Встречаются и отдельные мелкие выходы фельзитов. Пространственно они ассоциируют с агрегатными лавами.

На рудопроявлении обнажаются и интрузивные породы: дайкообразные тела кварцсодержащих сиенит-порфиров чилтенского типа (P_2-T_I) и дайки диабазовых порфиритов (T_I). Последние, как установлено рядом исследователей (А.Н.Колчин и др.) и подтверждено нами, являются внутриминерализационными: секут кварц-турмалиновые метасоматиты и секутся кварц-карбонат-флюоритовыми жилами.

Рудопроявление находится в висячем боку Верхне-Шавазского разлома, представляющего собой крупный сброс со структурами оперения преимущественно северо-восточного простирания. Рудоносные зоны рудопроявления — Основная, Первая и Вторая — приурочены к этим структурам оперения.

Основная зона — главная рудо локализирующая структура рудопроявления. Прослежена она более чем на 800 м, простирание ее северо-восточное. Падение близко к вертикальному с выполаживанием с глубиной.

Первая и Вторая зоны параллельны Основной. Расположены они соответственно к юго-востоку и северо-западу от нее. Видимая протяженность зон 400 и 340 м.

Все зоны выражены отчетливыми полосами интенсивно переробленных и гидротермально измененных вулканогенных образований.

Наиболее ранними и высокотемпературными постмагматическими образованиями рудопроявления являются кварц-турмалиновые тела, наблюдающиеся в Первой зоне и в глубоко эродированных частях Основной. По масштабам и интенсивности

турмалинизации описываемое рудопроявление в Чаткало-Кураминском регионе уникально.

Кварц-турмалиновые тела получили максимальное развитие в туфах кварцевых порфиров. Здесь в их строении установлена определенная зональность: кварц-турмалиновые образования к периферии сменяются зоной окварцевания, по мощности в несколько раз уступающей центральной кварц-турмалиновой зоне, за зоной окварцевания идет зона хлоритизации, где значительное развитие получил и серицит.

Центральные части некоторых кварц-турмалиновых тел обогащены флюоритом. Турмалин этих образований в шлифе обычно имеет короткопризматическую, реже таблитчатую форму, сильно плеохроирует от бледно- до темно-зеленого. Кварц-турмалиновые тела отчетливо секутся сульфидоносными жилами, у которых вулканогенные породы подвергнуты кварц-серицитовому метасоматозу.

Бросается в глаза отсутствие четкой дифференцированности продуктов сульфидной стадии минерализации во времени и пространстве, что является характерным признаком близ-поверхностных месторождений, связанных с вулканизмом (Горжевский, Козеренко, З; , Радкевич, 8). Особенно хорошо это видно там, где русло Шавазсая вскрывает северо-восточную часть Первой зоны. Здесь серия рудоносных жил пересекает различные породы: фельзиты, туфы кварцевых порфиров и кварц-турмалиновые породы. Состав рудных жил и характер околожильной минерализации изменяются в зависимости от состава вмещающих пород (рис.2).

В фельзитах трещины выполнены турмалин-арсенопиритовой с пиритом ассоциацией. Главный минерал жил- арсенопирит призматической формы. В его интерстициях развит пирит. Турмалин образует редкие зерна и представлен тоноклучистыми прозрачными в шлифе кристаллами. В изменении околожильных пород наблюдается зональность. Во внутренней зоне мощностью до I см фельзиты сильно серицитизированы и окварцованы. Встречаются редкие вкраплен-

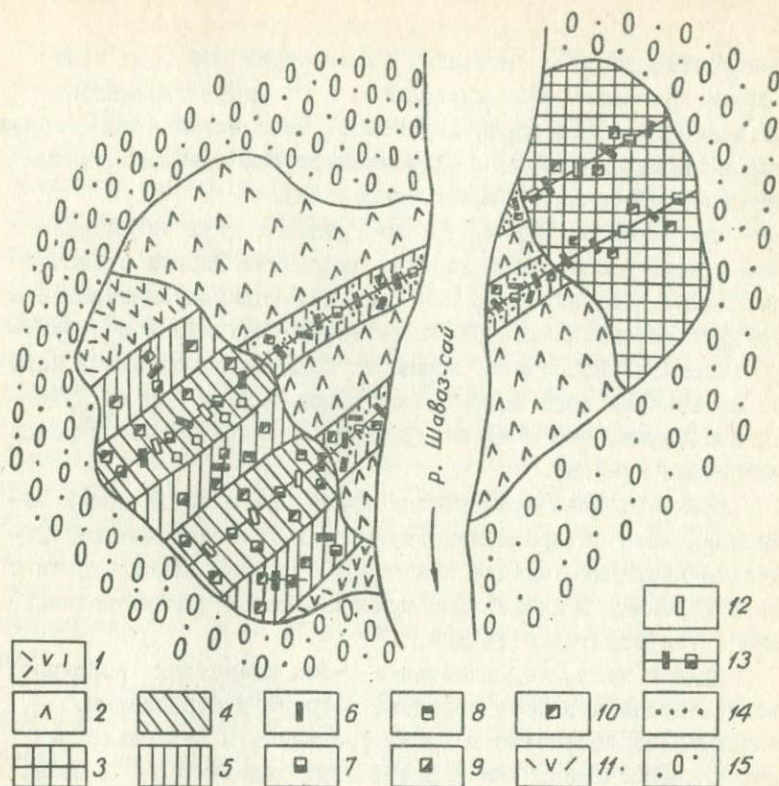


Рис.2 . Схема развития минерализации сульфидной стадии в северо-восточной части Первой зоны:

1 - туфы кварцевых порфиров; 2 - фельзиты;
 3 - кварц-турмалиновая порода; 4 - кварц-серицитовая порода (внутренняя зона);
 5 - сильно окварцованная серицитизированная порода (внешняя зона); 6 - арсенопирит; 7 - пирит; 8 - халькопирит; 9 - сфелерит; 10 - галенит; 11 - турмалин;
 12 - кварц; 13 - жилы и прожилки арсенопирита и пирита; 14 - скопления пирита и галенита; 15 - аллювиальные отложения.

ники арсенопирита и галенита. Арсенопирит образует идиоморфные призматические кристаллы, а галенит — изометричные и неправильной формы выделения. Зона интенсивной серицитизации и окварцевания с удалением от жил сменяется внешней зоной менее интенсивного изменения.

Интересно отметить, что на границах двух зон параллельно жила расположена цепочка скоплений пирита с галенитом. Пирит в скоплениях, как правило, индивидуализирован и образует вкрапленники. Он почти всегда окймляется оторочкой галенита. Последний образует также вкрапленники в породе. Во внешней зоне встречаются вкрапленники тех же рудных минералов, что и во внутренней, но количество их здесь значительно меньше.

Примечательно присутствие турмалина в обеих зонах изменения, хотя он преимущественно развит в центральной трещине. В последнем случае характерно тонколучистое строение его выделений. В шлифе этот турмалин имеет бледно-зеленый цвет с голубоватым оттенком.

Рудные жилы, находящиеся в туфах кварцевых порфиров, сложены арсенопиритом, пиритом, кварцем и турмалином. Околожилные изменения в туфах проявлены в несколько раз шире и интенсивнее, чем в фельзитах; выделяются 2 зоны.

Внутренняя зона представлена кварц-серицитовой породой, содержащей турмалин. Последний образует гнезда размером в несколько миллиметров. В шлифе этот турмалин буровато-коричневый, чем отличается от турмалина, развитого в жилах. Рудная минерализация в этой зоне представлена галенитом и сфалеритом. Эпизодически встречается халькопирит.

Во внешней зоне туфы кварцевых порфиров сильно серицитизированы и окварцованы, но в породе еще имеются реликты полевошпатового материала. Характерно отсутствие турмалина. Рудные минералы сосредоточены в тонких прожилках, выполненных арсенопиритом, сфалеритом и галенитом. Галенит, кроме того, образует тонкую вкрапленность в породе. Количество

галенита и сфалерита в измененных туфах больше, чем в измененных фельзитах.

Рудные жилы, секущие кварц-турмалиновую породу, состоят из арсенопирита (преобладает) и пирита. Кварц-турмалиновая порода у рудных жил не подвергнута каким-либо метасоматическим изменениям, если не считать появления в них вкрапленности галенита.

Таким образом, в одной и той же жильной зоне одновременно или почти одновременно отлагались резко различающиеся по оптимальным физико-химическим условиям минералы: от турмалина до серицита и от арсенопирита до галенита.

При переходе от Второй зоны к Основной и затем к Первой в составе гидротермалитов за счет уменьшения роли продуктов сульфидной стадии постепенно возрастает роль продуктов кварц-турмалиновой стадии минерализации. В этом же направлении резко возрастает глубина эрозионного среза. Следовательно, на рудопроявлении имеет место прямая вертикальная зональность в распределении постмагматических образований.

В глубоких частях рудопроявления, вскрытых скважинами № 3 и № 4, получили развитие в основном продукты первой стадии минерализации — кварц-турмалиновые метасоматиты. А в верхних частях Второй и Основной зон, т.е. в самых верхах рудопроявления, наблюдаются продукты второй стадии. В вертикальном диапазоне от 1850 до 2000 м наблюдается совмещение (телескопия) продуктов обеих стадий минерализации.

Некоторым изменениям подвергаются с глубиной и продукты сульфидной стадии. Так, в верхних частях Второй и Основной зон развиты в основном кварц-серицит-пиритовые с галенитом образования. В нижней части Второй зоны появляется кварц-серицит-пирит-арсенопиритовая ассоциация, которая достигает максимума своего развития в наиболее глубоко эродированной Первой зоне. Здесь кварц-серицит-пиритовая с галенитом и сфалеритом ассоциация играет подчиненную роль.

Таким образом, в распределении минерализации рудопроявления фациальная земальность, продуктов различных стадий сочетается с телескопированностью продуктов различных стадий, что характерно для близповерхностных месторождений, связанных с вулканоплутоническими ассоциациями.

Рудопроявление локализовано в породах липаритовой формации в контактовой зоне субвулканической интрузии фельзитового состава. Породы интрузива характеризуются повышенным содержанием фтора и наличием многочисленных кеод с аутометасоматическим турмалином. Для измененных пород и руд характерно повышенное содержание фтора, а в породах интрузива содержатся многочисленные кеоды с аутометасоматическим турмалином.

По данным К. Урунбаева, сама липаритовая формация, в определенной части, обнаруживает существенно повышенные (против кларка) содержания олова. Следовательно, есть все основания говорить, что описанное рудопроявление своим происхождением связано с вулканоплутоническим комплексом.

Аналоги таких месторождений широко известны в пределах Тихоокеанского пояса (Мяо-Чанский, Комсомольский и другие рудные районы, Боливия и т. д.). Здесь они также связаны с вулканоплутоническими образованиями и тяготеют к зонам крупных разломов.

В Кураминской подзоне, в частности на территории юго-западного окончания Чаткальского хребта, помимо рудопроявления "Северный Шаваз" оловянное оруденение обнаружено недавно и в липаритовом комплексе, в Бабайтагском интрузивном массиве (Четсу-Шавкатлинская группа). И, по-видимому, находки таких месторождений будут продолжаться.

Наиболее перспективными, судя по известным объектам у нас и на Дальнем Востоке, будут участки зон крупных разломов в вулканотектонических депрессиях, выполненных породами липарит-трахилипаритового комплекса. Существенна роль субвулканических тел.

Сузить возможные поисковые площади могут следующие геохимические данные: повышенное содержание олова во вмещающих породах, поиски по фтору и бору — спутникам оловянного оруденения. Существенную роль, по-видимому, играет и состав фундамента депрессий.

Что касается формационной принадлежности изученного рудопоявления, то тут можно отметить следующее. Минерализация рудопоявления характеризуется широким развитием турмалина и меньшим-хлорита, что характерно для месторождений силикатной формации. С другой стороны, для рудопоявления очень характерно широкое развитие сульфидов: пирита, арсенопирита, галенита, меньше сфалерита, халькопирита и блеклых руд. Очень характерны высокие содержания серебра в рудах (до 300 г/т) и присутствие кераргирита. Следует ожидать обнаружение сульфостаннатов типа франкеита и тиллита. По этим признакам рудопоявление относится к касситерит-сульфидной формации.

Касситерит был обнаружен авторами в протолочках из кварц-турмалиновых пород с сульфидами. В шлифах мелкие его зерна обычно встречаются на стыках зерен кварца и турмалина.

Таким образом минерализация рудопоявления "Северный Шаваз" несет черты и той и другой формации. И, по-видимому, правы дальневосточные геологи (И.Н.Говоров, В.П.Воробьев, Н.В.Огнянов и др.), подчеркивающие отсутствие четких критериев разграничения этих формаций и выделяющие обобщенную касситерит-силикатно-сульфидную группу (или формацию), ибо условия их образования и локализации сходны, но резко отличаются от таковых месторождений кварц-касситеритовой формации. По составу полезных компонентов рудопоявление относится к серебряно-оловянно-полиметаллическому типу.

Л и т е р а т у р а

1. В о р о б ь е в В.П. Поиски оловянных месторождений Тихоокеанского пояса азотгамма-спектрометрическим методом. В кн. "Основные проблемы Тихоокеанского рудного пояса", Владивосток, 1971.
2. Г о в о р о в И.Н. Геохимические основы металлогении олова. В кн. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса", Владивосток, 1971.

3. Г о р ж е в с к и й Д.И., К о з е р е н к о В.Н.
Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Изд-во "Недра", 1965.
4. Е в ъ и м а н к о И.М. Эндогенные формации олова.
В кн. "Эндогенные рудные формации Узбекистана", т.П, Ташкент, Изд-во "Фан", УзССР, 1968.
5. Л у г о в С.Ф. Металлогения олова советской части Тихоокеанского рудного пояса. В кн. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса", Владивосток, 1971.
6. М о и с е е в а М.И. Минералогия Кураминского хребта. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
7. О г н я н о в Н.В., Б а к у л и н Ю.И. и др. Основные закономерности размещения оловянного оруденения в северо-восточной части Хинганско-Баджальской вулканической зоны. В кн. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса", Владивосток, 1971.
8. Р а д к е в и ч Е.А. Критерии глубинности и зональности. В сб. "Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе", Владивосток, 1971.

О.М. Борисов, Х.Р. Рахматуллаев

О ПРОДОЛЬНОЙ И ПОПЕРЕЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РАЗМЕЩЕНИИ
РТУТНО-СУРЬЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В монографии "Генетическая связь оруденения с интрузиями" (1) Х.М. Абдуллаев много внимания уделил причинам зонального расположения оруденений, выделив 4 типа месторождений: интрузивное, околоинтрузивное, надинтрузивное и безинтрузивное.

В последующих публикациях, в основном в монографии "Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации" (2), Х.М. Абдуллаев показал тесную взаимосвязь рудных процессов с геолого-структурными условиями. Он предложил выделять структурно-металлогенные зоны (рудные пояса), рудно-петрографические провинции и рудные районы, которыми обуславливается пространственная планетарная, региональная и местная металлогеническая зональность территорий.

Х.М. Абдуллаев писал, что "...зональность существует, что мы все теперь ее признаем, только она дифференциальная и многотипная и зависит от конкретных условий" (стр. 146) и указывал на необходимость выявления и классификации ее типов.

В связи с новыми представлениями на тектонику региона (Абдуллаев, Борисов, 2; Ахмеджанов, Борисов и др., 4) возникла необходимость проанализировать закономерности распределения рудной минерализации во вновь выделенных структурах на примере ртути и сурьмы, как наиболее хорошо изученной группы элементов (Федорчук, П.А. Никифоров, Ю.В. Фикельштейн, И.Е. Гамалеев, Х.Р. Рахматуллаев, Ш.Ш. Сабдюшев и др.).

С открытия В.Э. Поярковым и В.И. Поповым в 1926 г. Хайдарканского месторождения началось планомерное изучение Южной Ферганы, приведшее к открытию многочисленных рудопроявлений сурьмы и ртути. Д.И. Щербаков в 1928 г. объединил их в единый рудный пояс Южной Ферганы, протянутый в пределы Северного Нуратау Б.Н. Наследовым в 1931 г. Это представление получило подтверждение и дальнейшую конкретизацию в схемах Н.М. Сеницына (IО), А.В. Королева (7), В.Э. Пояркова, В.П. Федорчука, Е.Д. Карповой, Ю.В. Финкельштейна, Н.А. Никифорова и др.

Несколько отличной явилась схема В.И. Смирнова (II), который протягивал этот пояс в сторону Кугитанга на том основании, что по мере продвижения с востока на запад рудопроявления локализируются во все более молодых по возрасту отложениях и пересекают складчатые системы под некоторым углом.

Многие исследователи считают, что Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс целиком располагается по северной окраине геосинклинально-складчатого сооружения герцинид Южного Тянь-Шаня и протягивается из Южной Ферганы через Нуратинские горы в Тамдытау.

Согласно новым представлениям, в пределах рассматриваемой территории располагаются 2 структурно-фациальные подзоны: Курамино-Ферганский срединный массив и Южно-Тяньшанская мюгеосинклиналь (Ахмеджанов, Борисов и др., 4).

Южно-Тяньшанская мюгеосинклиналь после инверсии в верхнем палеозое в тектоническом отношении представляла собой крупный веерообразный мегантиклинорий. Осевая часть его совпадает с Каратау-Туркестанской системой антиклинориев, а северное и южное крылья включают по паре линейных систем антиклинориев и по паре разделяющих их грабен-синклинориев (рисунок).

В ядрах складок местами обнажаются отложения докембрия, среди которых выделены кристаллические породы архея-нижнего протерозоя и зеленокаменная толща ниже-среднего протерозоя (?) геосинклинального типа (Ауминзатау, Тамдытау, Нуратау), а также слабометаморфизованная песчано-алевролито-

вая толща рифей-венда платформенного типа. Отложения каледонского этажа представлены карбонатно-терригенными породами, формирование которых происходило в условиях внутриплатформенного (рифто-авлакогенного) прогиба (Ax - меджанов, и др.4; Борисов, 6).

Образования герцинского структурного этажа формировались в условиях геосинклинального режима. В начальный этап ($D_2-C_1 t_1$) происходило накопление карбонатных осадков, в ранний ($C_1 t_2 - C_2 v_1$) терригенно-карбонатных, в средний ($C_2 v_2 - C_3^2$) - карбонатно-терригенных флишевых, в поздний ($C_3^3 - P_1$) - межгорных континентальных моласс.

Основная фаза складчатости в Южном Тянь-Шане произошла в московское время, в период которого возникла система линейных складок, чешуйчатых надвигов и небольших шарьяжей. В инверсионный период ($C_3 - P$) возникло горное сооружение и произошло внедрение тел гарполитов гранитоидного состава. Условно к P_1 относится становление тел сменитовой формации, а к P_2 - даек основного и субщелочного состава.

Курамино-Ферганский срединный массив представляет собой "жесткую" массу - обломок древней рифей-вендской (эпикарельской) платформы, активизированный в герцинский цикл тектогенеза (Борисов, 6).

Граница между Южно-Тяньшанской мегеосинклиналью и Курамино-Ферганским массивом представлена краевым Бесапано-Южно-Ферганским глубинным разломом. Ширина его достигает 2-4 км. Он характеризуется преобладанием линзовидных блоков, чешуйчатых надвигов, разлинованием, брекчированием. В участках развития основных вулканитов $S_2 - D_1$ и C_1 и тел основного-ультрасоснового состава (C_{I-2}) полоса разлома представляет типичный меланж (Канская полоса и др.).

По внешнему краю срединного массива (к северу от глубинного разлома) располагается Тамдынско-Карачатырская краевая система: в первую половину герцинского цикла ($D_2 - C_2$) здесь располагался пригеосинклинальный бассейн, в котором шло накопление карбонатно-(рифогенно)-терригенных осадков, а затем грубый флиш, во вторую половину цикла ($C_3 - T_1$) здесь же заложился тыльный предметантиклиниориевый прогиб с морской и континентальной молассой. Весьма характерны круп-

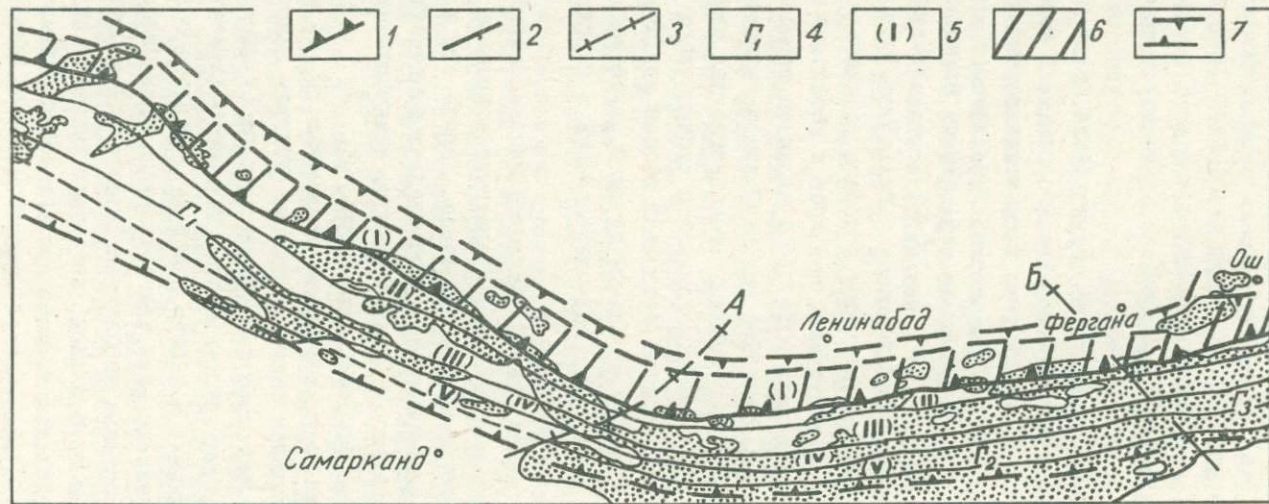


Схема расположения Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.

Разрывные нарушения: 1. Бесапано-Южно-Ферганский (межподзональный): к северу от него располагается Кураминско-Ферганская подзона (мегасинклиниориевая), к югу - Южно-Тяньшанская подзона (мегантиклинориевая). 2. Разломы, разделяющие Южно-Тяньшанскую подзону на структурно-фациальные полосы (межполосовые).

3. Поперечные разломы: А - Поперечно-Тяньшанский; Б - Каратау-Памирский.

4. Геотектонические сектора Южно-Тяньшанской подзоны: Г₁ - Западно-Узбекистанский (Западный); Г₂ - Туркестано-Зарафшанский (Центральный); Г₃ - Кичикалайско-Восточноалайский (Восточный). 5. Структурно-фациальные полосы и соответствующие им сурьмяно-ртутные полосы Южно-Тяньшанской подзоны:

(I) Тамдинско-Южно-Ферганская (ртутная); (II) Северо-Нуратинско-Каузанская (ртутно-сурьмяная); (III) Кошрабадско-Охнинскоталдыкская (ртутная); (IV) Южно-Нуратинско-Кичикалайская (ртутно-сурьмяная); (V) Каратау-Сурметашская (ртутная). 6. Тамдинско-Южноферганский предмегантиклинориевый тыльный прогиб. 7. Границы Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.

ные надвиговые структуры и шарьяжи (Тамдытау, Гузан и др.), а также верхнепалеозойские наложенные мульды и депрессии.

По отношению к структурам Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс располагается на северном крыле Южно-Тяньшанского мегантиклинория, а также накладывается на Тамдынско-Карачатырскую краевую систему. Таким образом, Южно-Ферганский рудный пояс располагается по внешним окраинам двух разных по генезису структур, включая разграничивающую их зону глубинного разлома.

Пространственное распределение внутри Южно-Ферганского рудного пояса сурьмяной и ртутной минерализаций весьма неравномерно. Нами установлено 2 типа внутрипоясовой зональности: полосовая и поперечная.

Полосовая зональность выражена чередованием рудных полос с преобладанием сурьмяной и ртутной минерализаций в поперечном сечении Южно-Ферганского рудного пояса. Каждая рудная полоса совпадает с определенным структурным элементом. Так, в пределах Тамдынско-Карачатырской краевой системы, Каратау-Сурметашской и Комрабатско-Охнинско-Талдыкской синклиналиях в основном сосредоточена ртутная минерализация. В Северонуратинско-Каузанском и Южноуратинско-Кичикалайском антиклинориях преобладает сурьмяная минерализация.

Причина поясовой зональности, по нашему мнению, обусловлена различиями в структурно-фациальном развитии антиклинориевых и синклинориевых структур (структурно-фациальные полосы). Это, в свою очередь, нашло отражение в специфических особенностях осадконакопления, форме и составе магматических тел и рудопроявлений. Разломы между структурно-фациальными полосами явились своеобразными местами смены мощностей и фаций пород, границами смены знаков тектонических движений, барьером для распространения определенных типов магматических пород и рудопроявлений. Так, синклинориевые полосы в нижнем палеозое явились областями незначительного осадконакопления ("сокращенный тип разреза"), в то время как в среднем и верхнем палеозое они пре-

имущественно являлись местами аккумуляции осадков. Группа же антиклинориевых полос, напротив, представляла собой в ордовик-силуре (и, вероятно, в кембрии) участки интенсивных погружений, а в среднем и верхнем палеозое — интенсивных поднятий и формирования крупных тел гранитоидов и разнообразных по составу даек перми (табл. I и 2).

История геологического развития полос несомненно отражается в различных соотношениях рудолокализирующих факторов и типах оруденения, чем обуславливается поясовая рудная зональность. Так, в силу того, что в Тамдынско-Карачатырской краевой системе накопились преимущественно сланцево-алевролитовые осадки и почти отсутствуют интрузивные породы, там широко развиты дизъюнктивные формы структур, остальные факторы мало значимы.

Имеющиеся здесь рудопроявления приурочены к полосе Бесапано-Кжис-Ферганского разлома, к крупным сколовым зонам дробления северо-западного простирания, реже широтно-го, заложенных в спилито-кератофировой толще (Янгикшилак, Птоу-Шунская группа, Ак-Терек), реже в известняках (Сары-Таш, Османсай, Мурунтау).

Рудные тела представлены жилами (до 2,0 м) кальцита, анкерита, сидерита, местами с баритом с вкрапленниками и микропрожилками кировари, цементирующими дробленные породы и редко выходящие за их пределы. Из других рудных минералов отмечается пирит, галенит (Шунк, Птоу, Османсай), реже антимонит и халькопирит (Ортасай). Окоморудные изменения выражаются в кальцитизации, анкеритизации, гематитизации, реже окремнении, листвинитизации, березитизации и серцитизации.

В Каратау-Сурметашской грабен-синклинориевой полосе наряду с песчано-сланцевыми отложениями имеются и известняки, а одновременно с разрывными дислокациями развиты незначительные по масштабу складки второго порядка. В этой же полосе увеличивается масштаб магматических проявлений (гранодиориты до сиенитов), а следовательно, и метаморфизма вмещающих пород. Рудопроявления здесь более высокотемпературные. Рудные тела типа штокверков приурочены здесь

к сколовым зонам дробления северо-западного, реже широтного направления и чаще всего наблюдаются в антиклиналях. Жильные минералы: кальцит, барит, реже кварц и флюорит.

Рудные минералы представлены киноварью, самородной ртутью, антимонитом с примесью полиметаллов (Габдунтау, Карасу, Мык-Кызоке, Гульдуруксай I, II, III, Мечетсай). Околорудные изменения характеризуются кальцитизацией, окварцеванием, реже гематитизацией, серицитизацией, листвинитизацией.

Промежуточная между полосами группа структурно-фациальных полос Нуратау-Высоких предгорий характеризуется широким развитием алевролитово-сланцевой толщи со значительным участием карбонатных пород, многочисленными небольшими складками, гранитоидным магматизмом и региональными процессами метаморфизма. Для них характерны нарушения северо-восточного, реже широтного и северо-западного направлений, часто надвигового и сбросового характера. Здесь распространены структуры закрытого типа, в которых наибольшее развитие получают окварцованные известняки (джеспериды).

Рудные тела приурочены к дробленным породам и джеспероидам и имеют форму пластовых тел и штокверков. Главные рудные минералы: киноварь, антимонит, реже самородная ртуть, а из нерудных присутствуют флюорит, кальцит, барит. В ряде мест рудопроявления локализуются в сланцах (в породах кровли), где наряду с минералами ртути и сурьмы присутствуют в большом количестве и минералы мышьяка (реальгар и аурипигмент). Околорудные изменения выражены в процессах окварцевания, а в меньшей степени в кальцитизации, флюоритизации и серицитизации.

Поперечная зональность внутри Южно-Ферганского рудного пояса обусловлена изменением характера минерализации по его простираению. Заметное скачкообразное изменение происходит в районах пересечения структурно-фациальных полос Поперечно-Тяньшанским (Борисов, 5) и Каратау - Памирским (Якубов, Борисов, 15) разломами. Южный Тянь-Шань разделен ими на 3 геотектонических сектора (геосекторов): Западный (Западно-Узбекистанский или Нуратау-Зирабулак-Каратю-

бинский), Центральный (Туркестано-Зарафшанский) и Восточный (Кичикалайско-Востоочноалайский).

Ртутно-сурьмяное оруденение располагается в двух первых геосекторах, в последние годы оно обнаружено и в Восточном геосекторе. В составе и строении геосекторов имеется ряд отличий (см. табл. I и 2).

В Западном геосекторе местами выступает амфиболит-гнейсовое геосинклинально-складчатое основание условно архей-нижнепротерозойского возраста (Ауминзатау), перекрытого платформенным чехлом рифея-венда (Ауминзатау, Тамдытау, С. Нуратау). Разрез палеозоя в целом не только сингенетически сокращенный, но и эпигенетически сокращенный, так как в разрезе обычно отсутствуют отложения кембрия, эйфельского яруса среднего девона, турне и нижнего визе нижнего карбона, башкирского яруса среднего карбона, еще не обнаружены отложения верхнего карбона и перми. Терригенные отложения преобладают над известняками и доломитами, а общая мощность отложений палеозоя составляет 7000-8000 м.

В Центральном геосекторе лишь по долине р. Арглы (Кара-тау-Сурметашский грабен-синклиорий) обнажаются слюдяные сланцы верхнего рифея-венда (?). Разрез палеозоя был относительно полный, а эпигенетические размывы в верхнем кембрии, среднем девоне, турне, башкирском веке, верхнем карбоне не столь существенны, как в Западном геосекторе. Отложения верхней перми не установлены. Объем терригенных отложений близок объему карбонатных, а в ряде мест среди терригенных образований имеются продукты вулканизма основного состава (ордовик, нижний силур, верхний намюр). Общая мощность разреза палеозоя достигает 13000-15000 м.

В составе терригенных пород по сравнению с Западным геосектором увеличивается карбонатность и магнизиальность, а нижнепалеозойские отложения заражены сингенетичным молибденем, ванадием и другими элементами.

Отложения рифея-палеозоя в Западном геосекторе смяты в систему пологих линейных складок, в небольшой степени осложненных надвигами и тектоническими чешуями. В Центральном геосекторе преобладают линейные сжатые складки,

Восточная часть Южно-Тяньшанского мегантиклинория

Структурно-фациальная единица	Преобладающий характер отложений	Магматическое проявление
Карачатырская (в полосе Южно-Ферганского разлома)	Терригенные, реже известняково-терригенные (преимущественно верхне-палеозойские и осадочно-вулканогенные)	Спилитово-диабазовая формация D_{I+2} , возможно C_I шток основного и ультраосновного состава; (перидотиты, серпентиниты, габбро-диабазы C_{I-2})
Каузанская антиклинориевая	Доломито-известняковые среднего палеозоя и терригенные нижнего (преобладают)	Редкие штоки сиенито-диоритов C_3 (?) и диабазовых порфиритов P (?)
Охнинско-Толдыкская синклинориевая	Карбонатно-терригенные, осадочно-вулканогенные, реже карбонатные, преимущественно нижнего и среднего палеозоя	Спилито-диабазовые формации S_2, D_{I+2}, C_I (?) интрузивы гипербазитов C_{I+2} , редко монцитито-диориты C_3 и дайки основного и кислородного состава P_I (?)

Т а б л и ц а I

(центральный сектор)

Минералогическая формация	Вмещающая порода (состав и возраст)	Преобладающий тип околорудных изменений вмещающих пород	Пример
Кварцево-карбонатно-киноварная, листвинито-киноварная	Конгломераты, известняки карбона, основные и ультраосновные породы C_{1-2}	Кальцитизация, анкеритизация, лиственитизация, лимонитизация	Шунк, Сары-Таш
Кварцево-карбонатно-киноварная, кварцево-флюорито-антимонитовая	Известняки карбона и девона с надвинутыми на них песчано-сланцевой толщей сидура и девона (в большей части)	Окварцевание, тизация и серицитизация	Чаувай, Боарды, Кадамжай
Карбонатно-киноварная, кварцево-антимонитовая, кварцево-флюорито-киноварно-антимонитовая	Известняки, сланцы, песчаники C, D , дайки и штоки порфиритов	Кальцитизация, серицитизация, окварцевание и, флюоритизация	Хайдаркан, Охна, Дугоба, Абшир

Структурно-фациальная единица	: Преобладающий характер отложений	: Магматическое проявление
	:	:
	:	:

Кичикалайская антиклинориевая	Доломито-известняковая среднего палеозоя, реже терригенные нижнего палеозоя	Штоки гранитоидов C_3 и дайки основного, реже кислого состава ($P_I?$)
-------------------------------	---	--

Сурметашская (Гульчинская синклинориевая)	Терригенные, реже карбонатно-терригенные нижнего, среднего (преобладают) и верхнего палеозоя	Небольшие тела гранитоидов (C_3) и граносиенитов ($P?$)
---	--	---

Западная часть Южно-Тяньшанского мегантиклинория

Структурно-фациальная единица	: Преобладающий характер отложений	: Магматическое проявление
	:	:
	:	:

Северо-Тамдинско-Ухумская (в полосе Северо-Нуратинского разлома)	Терригенный, реже карбонатный и вулкано-терригенный (преобладают средне-палеозойские)	Спидитово-диабазовая формация C_I ; интрузивы ультраосновных пород C_{I+2} диорит-порфиристов и гранодиорит-порфиристов C_3 (штоки и дайки)
--	---	---

Продолжение табл. I

Минералогическая формация	: Вмещающая порода (состав и возраст)	: Преобладающий тип околорудных изменений: вмещающих пород	: Пример
	:	:	:
	:	:	:

Карбонатно-киноварная и кварцево-киноварная, листовито-киноварная	Известняки (С) и слоистые доломиты, конгломераты силура, дайки диабазов	Карбонатизация и редко окварцевание и лиственитизация	Адира коу Бирксу Мык Мечетсай
---	---	---	-------------------------------

Карбонатно-киноварная и кварцево-антимонито-киноварная (?)	Известняки девона	Кальцитизация, серицитизация, окварцевание	Карасу
--	-------------------	--	--------

Т а б л и ц а 2

(Западный сектор)

Минералогическая формация	: Вмещающая порода (состав и возраст)	: Преобладающий тип околорудных изменений	: Пример
	:	:	:
	:	:	:

Карбонатно (барито)-киноварная, диккито-киноварная, листовито-киноварная, барито-полиметаллически-киноварная	Эффузивная порода основного состава С и известняки	Кальцитизация, окремнение, лимонитизация, частично серпентинизация	Осмонсай Поскуча Ортасай Карьерное Кушкумбай
--	--	--	--

Структурно-фациальная единица : Преобладающий характер отложений : Магматическое проявление

Северо-Нуратинская антиклинориевая : Терригенные отложения нижнего палеозоя и рифея-венда : Гранитоидные массивы S_3 и дайки лампрофиров и диорит-порфиров $P_1(?)$

Кошрабадская синклинориевая : Терригенные отложения рифея-венда, нижнего палеозоя, реже карбонатные среднего палеозоя : Массивы порфировидных гранитов S_1 , реже дайки кислого состава

Южно-Нуратинская антиклинориевая : Терригенные отложения нижнего палеозоя и редкие выходы докембрия : Массивы гранитоидов S_3 и дайки кислого состава

Каратауская синклинориевая : Терригенные отложения нижнего палеозоя и терригенно-карбонатные среднего палеозоя

Продолжение табл. 2

Минералогическая формация : Вмещающая порода (состав и возраст) : Преобладающий тип окколорудных изменений : Вмещающих пород : Пример

Киноварь (в шлихах), кварц-антимонит-серебро-золоторудная	Алевролиты, аргиллиты, песчаники ордовика (?)	Окварцевание, серицитизация	Куджумды
Кварц-киноварная (?), карбонатно-(барито)киноварная, кварцево-антимонито-серебро-золоторудная	Известняки и измененная изверженная порода	Окварцевание, лимонитизация, реже карбонатизация	Баш-Пшагар, Джальгыз, Высоковольтное
Киноварь (в шлихах) карбонатно-киноварная)	Песчаники, алевролиты, ордовика (?)	Кальцитизация, окремнение, серицитизация	Каракча-тау и др., Южная Ауминзатау
Карбонатно-киноварная	Сланцы силура	Кальцитизация, окварцевание и реже гематитизация	Габдунтау, Джиль Булак

крылья которых осложнены тектоническими чешуями, а в ряде мест крупными надвигами. Отложения верхнего карбона-перми образуют наложенные депрессии и прогибы.

Степень дислокаций была более интенсивной в Центральном геосекторе. Это отразилось и на характере строения краевого Бесалано-Южно-Ферганского разлома. Если в Западном геосекторе преобладает брекчирование, разлинование, то в Южной Фергане - расщепление и появление зон меланжа (Кан).

Магматизм и оруденение рассматриваемых геосекторов также имеют ряд отличий. Так, проявления основных и ультраосновных магм, хотя и приурочены к зонам глубинных разломов, состав их все же различный. Среди габбро-перидотитовой формации ранне-среднекарбонного возраста преобладают гипербазиты, количество которых, по данным И.Х. Хамрабаева, увеличивается с запада на восток. В пределах Южной Ферганы наряду с перидотитами и габбро появляются габбро-диабазы, диабазовые порфириды и др. Следовательно, магматические образования Южной Ферганы являются более дифференцированными по составу, чем в Западном Узбекистане.

Интрузивы гранитоидов верхнекарбонного возраста постепенно исчезают в направлении с запада на восток. Последние их проявления отмечены в виде незначительных выходов в пределах северного подножья Мальгузарских гор, но они вновь появляются в Кичикалайском антиклинории (т.е. в Восточном геосекторе), где они пространственно ассоциируют с более поздними сиенитовыми интрузивами.

В Западном геосекторе минеральные составы имеющихся проявлений ртути и сурьмы обладают гораздо более высокими температурными ассоциациями, чем в Центральном геосекторе Южно-Тяньшанской подзоны (Рахматуллаев, 9). Здесь заметно увеличивается роль окварцевания и кварцевых жил с незначительным проявлением антимонита и киновари, но широко проявляются процессы серицитизации, турмалинизации, фукситизации и лиственитизации с интенсивным проявлением золотой минерализации в тесной ассоциации с арсенопиритом, пиритом, галенитом, реже халькопиритом, шеедитом, антимонитом.

Полностью исчезают минералы мышьяка (реальгар и аурипигмент) и слабо проявляется флюорит.

На основании данных Х.Р. Рахматуллаева (9) о генетической связи позднегерцинских золоторудных формаций с ртутнорудными, создается полное впечатление о том, что в Западном геосекторе мы имеем дело с корневыми частями сурьмяно-ртутных формаций, а в Туркестано-Зарафшанском геосекторе вскрыты только средние (Мальгузар) и верхние (междуречье Сох - Исфайрам) их горизонты. Подтверждением могут служить данные В.П. Федорчука (13), указывающие на то, что вертикальный размах ртутно- и сурьмяно-рудных минерализаций Южной Ферганы определяется в пределах 2500 м, а с весьма слабыми проявлениями (следами) - до 6 км. Следовательно, полосовая зональность осложняется поперечной зональностью, центрами ее являются более глубоко-эродированные и насыщенные магматическими телами участки.

Южно-Ферганский рудный пояс в его западном продолжении не обнаруживает ни кулисообразного смещения на юго-запад (Смирнов, II), ни раздвигания (Финкельштейн, I4). Здесь по простиранию Южно-Тяньшанской подзоны происходит постепенная смена низкотемпературных формаций более высокотемпературными. Слабые проявления их наблюдаются в Центральной части Тамдытау, Ауминва-Бельтау и Кульджуктау.

Поперечную зональность можно рассматривать как отражение на современном эрозионном срезе вертикальной фациальной зональности. Внешняя зона ее представлена киноварной фацией руд, ниже которой располагается антимонитовая и полисульфидно-золоторудная. В связи с этим предполагается, что общий процесс рудоотложения позднегерцинской металлогенической эпохи в целом, золоторудных и ртутнорудных формаций в частности, проявился по всему Южно-Ферганскому рудному поясу в результате поступления многоэтапных рудоносных растворов из единого рудогенерирующего очага. В пользу этого говорит тот факт, что антимонит Кадамджая (Южная Фергана) и Куджумды (Южное Тамдытау) весьма сходны.

Антимонит Куджумды, по данным пробирного анализа, содержит 0,5 г/т золота, 169 г/т серебра. В антимоните Ка-

дамджая золото отсутствует, а серебро отмечается до 25 г/т.

Киноварь западной части Центрального геосектора (Кара-су, Мык-Мальгузарские горы) характеризуется селеноносностью до 1,48% (Финкельштейн, 14), а в Западном геосекторе (Алтнаул-Зирабулакские горы) - селеноносностью до 0,05%, а в руде до 0,005% (Султанмурадов, 12). Это также, по-видимому, говорит о температурной зональности, что увязывается с общей вышеотмеченной региональной зональностью: проявления минерализации на востоке рудного пояса имеют в целом низкотемпературный характер, а на западе - высокотемпературный.

Весьма характерно в геохимическом отношении поведение мышьяка в рудном процессе. Максимальная концентрация его наблюдается в начальной - высокотемпературной золоторудной и конечной телетермальной ртутнорудной формациях. При соответствующих физико-химических и термо-динамических условиях рудоотложения при формировании высокотемпературных золоторудных формаций мышьяк откладывается в виде арсенипирита, а позже (выше) - в телетермальных ртутнорудных формациях - в формах аурипигмента и реалгара (Рахматуллаев, 9). Причем количество мышьяка гораздо больше на севере Южно-Тяньшанской миеосинклинали, чем на юге.

Выявление продольной и поперечной рудной зональности, обусловленное геологическими особенностями развития, является, по нашему мнению, важным моментом в направлении поисковых работ не только на ртуть и сурьму, но и на все другие типы минерализации, в частности, на золото.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с интрузиями, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
2. А б д у л л а е в Х.М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.

3. А б д у л л а е в Х.М., Б о р и с о в О.М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. "Методика составления металлогенических карт", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.
4. А х м е д ж а н о в М.А., Б о р и с о в О.М. и др. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. "Глубинное строение земной коры территории Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.
5. Б о р и с о в О.М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня, "Узб. геол. ж.", 1962, № 2.
6. Б о р и с о в О.М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1970.
7. К о р о л е в А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. "Изв. АН СССР", серия геологич., 1949, № 1.
8. Н и к и ф о р о в Н.А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня, Фрунзе, Изд-во "ИЛИМ", 1969.
9. Р а х м а т у л л а е в Х.Р. О связи герцинских золоторудных и ртутнорудных формаций Южного Тянь-Шаня, "Узб. геол. ж.", 1970, № 4.
10. С и н и ц ы н Н.М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. Сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. II, Изд-во АН СССР, 1959.
11. С м и р н о в В.И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947.
12. С у л т а н м у р а д о в Ш.С. Геологические закономерности локализации ртутного оруденения в Зирабудакских горах и методика поисков скрытых рудных тел. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
13. Ф е д о р ч у к В.П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", вып. 18, М., Изд-во "Наука", 1970.

14. Ф и н к е л ь ш т е й н Ю.В. О западном продолжении
Южно-Ферганского рудоносного пояса. Ученые за-
писки САИГМИСа, вып.6, Ташкент, 1961.
15. Я к у б о в Д.Х., Б о р и с о в О.М. Каратау-Па-
мирский глубинный разлом. "Узб.геол. ж.", 1962,
№ 4.

П.В. Панкратьев

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТЕЙ КОЛЧЕДАННОГО
И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Познание закономерностей изменчивости вещественного состава рудных образований в пространстве сопряжено с выявлением типов зональностей и причин их происхождения.

Большое внимание этой проблеме уделено в трудах Х.М. Абдуллаева. В его работе "Рудно-петрографические провинции" (2), исходя из принципа подвижности территорий, рассматриваемого в трех аспектах (масштабе, пространстве, времени), выделяется три типа зональности оруденения: в планетарном масштабе (структурно-геологическая зональность), в региональном (зональность рудно-петрографических провинций) и в масштабе рудных районов (зональность рудных районов). В монографии "Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями" Х.М. Абдуллаевым (1) охарактеризованы различные типы зональностей, сопряженных с интрузивными образованиями: интрузивная, околотнтрузивная, наднтрузивная и безнтрузивная.

Различные типы зональности оруденения (по масштабам проявления, времени, вещественному составу руд и генезису) для Узбекистана рассматриваются в работах А.В. Королева (7), И.Х. Хамрабаева (13), А.А. Малахова и др. (9), П.В. Панкратьева и др. (10), И.М. Голованова (8) и др.

Колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана отличается большим разнообразием типов первичной зональности. Они обусловлены многими причинами: структурно-геологическими, магматическими и постмагматическими процессами, последовательным (стадийным) отложением руд различного состава, изменением геологических и

физико-химических условий циркуляции растворов на пути их движения и мн. др. По масштабности мы выделяем следующие типы зональности: региональная (зональность структурно-формационных зон), вулканических структур (рудных узлов и рудных районов), рудных тел, укладывающихся в рамки классификаций зональности Х. М. Абдуллаева (I, 2), В. И. Смирнова (I2) и др.

Региональная зональность

В Южном Узбекистане имеются самые разнообразные по минеральному составу и генетическому типу эндогенные месторождения и рудопроявления. Для них характерно поясовое размещение, соответственно трем структурно-формационным зонам: Южно-Гиссарской (Mo, W, Cu, Fe колч., F), Юго-Западно-Гиссарской (Pb, Zn колч., Au, Ag) и Кугитангской (Mo, W, Sn, Fe, F), представляющим собой сложные полиметалльные провинции (Панкратьев и др., IO; и др.).

Колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение строго приурочены к двум зонам: Южно-Гиссарской и Юго-Западно-Гиссарской. С переходом из одной структурно-формационной зоны в другую отмечается отчетливое изменение в составе и возрасте вулканитов, а также с ними колчеданных формаций.

Южно-Гиссарская зона представляет собой окраинную зону Южно-Тяньшанской геосинклинали, в пределах которой развиты интенсивно метаморфизованные вулканиты липарит-базальтовой (S-D-?) и спилит-диабаз-альбитофировой (C₁п₁-C₂в₁) формаций. С липарит-базальтовой формацией тесно ассоциируют медноколчеданные рудопроявления (Кульдара), со спилит-диабаз-альбитофировой — медноколчеданные (Кштут, серноколчеданные и медноколчеданные (Обизаранг, Мачетли и др.) и медно-магнетитовые (Дуузах).

Юго-Западно-Гиссарская зона представляет собой допалеозойское антиклинальное поднятие (Гиссарский срединный массив), активизированное в герцинское время. В северном,

восточном и южном обрамлении древнего выступа в нижнем карбоне сформировались наложенные прогибы, выполненные вулканогенными породами липарит-андезитовой формации. С последними связаны колчеданно-полиметаллические месторождения (Хандиза, Ю. Карасан, Сулукуль и др.).

Рассматриваемая зональность обусловлена различием в строении земной коры при однотипном глубинном источнике серы. Последнее подтверждается данными изотопного состава серы сульфидов колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, мало отличающегося от метеоритного стандарта (Панкратьев и др., II).

По глубине формирования эндогенное оруденение рассматриваемого региона может быть разделено на 4 группы: субвулканическую (до 1 км), гипабиссальную (1,5 - 2 км), мезоабиссальную (2-4 км) и абиссальную (более 4 км). В основу такого деления положены фации глубинности гранитоидов, выделенные для Южного Узбекистана Т.Н. Далимовым, В.И. Айзенштатом и др. (4), фации глубинности для метаморфических процессов в вулканогенных формациях, разработанные Д.С. Коржинским (6), а также другие факторы рудообразования.

Субвулканическая фация объединяет нижнекарбонные субвулканические интрузии, широко проявленные в краевых и центральных частях вулканических грабен-синклиналей. Они комагматичны покровным вулканогенным образованиям и образуют с ними вулкано-интрузивные комплексы (Т.Н. Далимов и др., 4).

С субвулканическими интрузиями тесно ассоциирует колчеданно-полиметаллическое оруденение. Кроме того, на небольшие глубины формирования последнего указывают особенности окolorудных изменений и рудоотложения. Так, на основании особенностей пропилитовых изменений вулканогенных пород (сильная разложённость плагиоклазов, слабая альбитизация и эпидотизация^х, отсутствие среднетемпературных

х Эпидотизация более отчетливо выражена в Яккабагском рудном районе.

минералов - эпидота, биотита и др.) можно полагать, что эти процессы происходили в условиях субвулканической фации (по Д.С. Коржинскому), т.е. на глубине около 1 км. Широкое распространение колломорфных структур (Южный Карасан) или их признаков в рудах (Хандиза) свидетельствует о том, что в их формировании участвовали процессы выполнения открытых полостей, существование которых возможно лишь при невысоких давлениях, т.е. на глубине 1-1,5 км.

Гипабиссальная фация характеризуется широким развитием формаций малых порфировых интрузий (дайки и мелкие штоки), представленных гранодиорит-порфирами, диорит-порфиритами и сиенит-диоритовыми порфиритами C_2-P_1 , которые контролируются зонами крупных тектонических нарушений преимущественно субмеридионального простирания. С ними ассоциируют небольшие проявления кварц-халькопиритовой фации (Кияусу, Обидара). Сюда же относятся, по всей вероятности, медноколчеданные проявления Южно-Гиссарской зоны, так как вмещающие их вулканогенные породы спидит-диабаз-альбитофировой и альбитофоровой фации подверглись среднетемпературной пропилитизации (интенсивная альбитизация, эпидотизация и т.п.).

К мезоабиссальной фации относятся Синауский, Кугитангский, Малингурский массивы гранодиоритов, Гиссарский батолит и его сателлиты (C_2-C_3), представленные батолитоподобными и крупными штокообразными телами в ядрах антиклинальных складок и зонах глубинных разломов. В тесной ассоциации с ними находятся редкометалльные, редкоземельные и мусковитовые пегматиты, скарново-магнетит-гематитовые, скарново-шешелитовые и скарново-халькопирит-пирротиновые рудопоявления.

С более глубинными - абиссальными докарбоневыми интрузиями двуслюдяных гранитов (Обинаурузский, Вахшиварский и др.) связаны грейзен-кварц-вольфрамитовая, грейзен-касситеритовая и кварц-турмалиновая минерализации. Таким образом, по глубинности формирования колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения в Южном Узбекистане может быть выделено 2 зоны - субвулканическая (0,2-1 км) и гипабис -

сальная (1-2 км). Кроме того, небольшие линзы колчеданов, а также прожилково-вкрапленная колчеданная минерализация отмечаются в связи с приповерхностными фациями вулканитов, формирование которых происходило на глубине, не превышающей 200 м.

В пределах Юго-Западно-Гиссарской структурно-формационной зоны для колчеданно-полиметаллического оруденения отчетливо проявляется сквозная эволюционная зональность. Она отражает эволюцию растворов и условий минералообразования в обстановке постепенного сужения глубин формирования, температур и давления. Эта зональность, охарактеризованная П.Ф. Иванкиным (5) для сульфидных месторождений Рудного Алтая, довольно отчетливо проявилась и на колчеданно-полиметаллических месторождениях Юго-Западного Гиссара. Она выражена в закономерном размещении минеральных парагенезисов, свойственных дорудной и рудной стадиям процесса.

По преобладанию различных типов руд и околорудных изменений рудовмещающую толщу можно разделить на 3 зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю.

В верхней зоне явления выполнения пустот преобладали над процессами выщелачивания и рудного метасоматоза в условиях низких температур, что способствовало образованию прожилково-вкрапленных руд, преимущественно кварц-анкерит-серебро-галенит-халькопиритового и барит-галенитового состава.

Для средней зоны характерно широкое проявление выноса оснований и рудного метасоматоза. Она представлена кварц-серицитовыми, серицитовыми, хлоритовыми, монокварцевыми и другими метасоматитами, образовавшимися при среднетемпературном гидротермальном метаморфизме различных по составу пород (андезитовых перфиритов, туфов липаритового перфира, карбонатных пород и др.). В нижних горизонтах зоны (андезитовые перфириты и карбонатные породы нижнего и среднего више) развиты полиметаллическо-колчеданные руды. В верхних (туфах липаритового перфира и других вулканогенных породах верхнего више) преобладают колчеданно-полиметаллические и существенно-полиметаллические.

В нижней зоне, так же как и в средней, интенсивно проявлен гидротермальный метаморфизм рудовмещающей толщи и рудный метасоматоз. Рудовмещающими породами являются кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые сланцы докембрия, нижнего кембрия и верхнего силура (?). Руды представлены сфалерит-пиритовым, медноколчеданным и серноколчеданным типами. С глубиной появляются также меднопирротиновые руды.

Зональность вулканических структур

Зональность вулканических структур отражает особенности локализации эндогенного оруденения и изменения его состава в пределах палеовулканических структур и по масштабу — соответствует зональности рудных районов и узлов.

В Юго-Западно-Гиссарской структурно-формационной зоне площади распространения колчеданно-полиметаллического оруденения определяются контурами вулкано-тектонических структур — вулканогенными синклиналиями и грабей-синклиналиями (Панкратьев, Михайлова, II). В распределении продуктов вулканизма и типов колчеданно-полиметаллического оруденения отмечается зональность вокруг центров вулканической активности. Рудная зональность сочетается с метасоматической зональностью изменения вмещающих пород. Более высокотемпературные парагенезисы сменяются низкотемпературными в периферических зонах и в верхних частях структур.

Зональность палеовулканических структур отмечается в пределах Хаджабарку-Маянгурской, Кызылдарьинской, Чакчарской и Хандиза-Чорновинской вулканических построек (П.В. Панкратьев, Ю.В. Михайлова, Т.Н. Далимов).

Хаджабарку-Маянгурская палеовулканическая структура в центральной части характеризуется большими мощностями (1700 м) липаритовой формации (игнимбриты, туфы и др.), в окраинной — малыми (350–500 м). Субвулканические и экструживные образования (кварцевые порфиры, дацитовые порфиры и др.) и вулканокластические дайки располагаются в центральной части структуры. Колчеданно-полиметаллические

массивные рудные тела концентрируются вокруг палеовулкана. В менее эродированных и наиболее удаленных участках структуры развита прожилково-вкрапленная кварц-карбонат-полиметаллическая минерализация.

Яккабагская вулкано-тектоническая структура представлена северным крылом широтно вытянутой вулканической синклинали. Наиболее ослаблены периферийные и центральные ее части, где широко развиты субвулканические образования. Вдоль северной границы структуры они представлены полосой межформационных пород нижнего карбона на контакте с метаморфическим комплексом верхнего силура (?).

В средней части этой полосы имеется палеовулканический аппарат асимметричного строения (Кызылдарьинский субвулкан), разделяющий пространственно два рудных поля - Вуаринское и Судукульское. Осевая часть Яккабагской вулканической синклинали скрыта под отложениями мезо-кайнозоя, однако наличие отдельных выходов субвулканических габбро-диабазов, дацитов, кварцевых порфиров и андезито-дацитов свидетельствует о субширотном ее простираии. В осевой части структуры вулканогенные отложения имеют максимальные мощности.

В пределах рассматриваемой структуры наряду с зональностью, отмеченной для Ходжабарку-Малаянгуурского палеовулкана, отчетливо проявлена зональность распределения типов гидротермального метаморфизма и оруденения по отношению к Кызылдарьинскому субвулканическому массиву.

Кызылдарьинский субвулканический массив, по данным Т.Н. Далимова, представляет собой сложный асимметричный лакколит, корневая часть которого тяготеет к зоне крупного Юго-Западно-Гиссарского разлома. Он сложен гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, сферолитовыми порфирами. Полоса пирокластических пород, представленных игнимбритами, литокластическими туфами, кластолавами, брекчиями и другими вулканогенно-осадочными породами, обрамляет массив. В ареальной части последнего по фельзит-порфирам и кварцевым порфирам развиты поля пирокластитов. В некотором удалении пирокластиты сменяются серицитовой фацией

вторичных кварцитов (серицитовые кварциты) с колчеданно-полиметаллической минерализацией. Например, рудопрооявления Буары и Чекмень-Куйды. В наибольшем удалении от субвулканических гранит-порфиров размещается кварц-барит-галенитовое оруденение (группа рудопрооявлений Аджур и Уедсах).

Для палеовулканических структур наряду с горизонтальной зональностью характерна также вертикальная зональность отложения руд и зональность состава пород.

Зональность отложения выражается в смене (снизу вверх) колчеданного оруденения колчеданно-полиметаллическим и свинцово-цинковым, т.е. среднетемпературные парагенезисы сменяются низкотемпературными, что подтверждается результатами декрепитации кварца из колчеданно-полиметаллических руд (240-450°) и из кварц-карбонат-сульфидных жил (180-270°) в верхней части Хандиза-Черновинской палеовулканической постройки (район Гуруда верхнего).

Зональность состава пород отражает влияние вмещающей среды на концентрацию и распределение сульфидов. Так, в пределах Хандиза-Черновинского рудного поля количество пирита уменьшается в направлении от песчаников к карбонатным и далее к вулканогенным породам. В последних отношении пирита к сфалерит + халькопирит + галениту выше, чем в других породах. Отношение цинка к свинцу и количество меди в сплошных рудах из карбонатных пород заметно ниже, чем в вулканогенных.

В вулканогенной толще строение и состав руд также зависят от типа замещающей породы: в интенсивно серицитизированных и окварцованных средне- и крупнообломочных туфах липаритовых порфиров развиты среднезернистые вкрапленно-пятнистые пирит-галенит-сфалеритовые руды. При замещении витрокластических туфов образуются сплошные пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые руды и т.п.

Зональность рудных тел

Зональность рудных тел отражает изменчивость минерального состава, содержание металлов по мощности, по простиранию и падению рудных залежей. В соответствии с генетической систематикой типов гидротермальной зональности В.И.

Смирнова (12), для колчеданно-полиметаллического оруденения отмечаем стадиальную и фаціальную зональности.

Стадиальная зональность обусловлена интенсивностью и характером проявления отдельных стадий. Этот тип зональности отмечается для жильных образований, которые являются апофизами согласных рудных тел Южного Карасана. Центральная часть этих жил сложена кварцем и пиритом, которые к зальбандам сменяются халькопиритом и сфалеритом. Это обусловлено повторными тектоническими разрывами, проявившимися до образования кварц-пиритовой ассоциации и после нее, на что указывают обломки кварца с пиритом, сцементированные халькопирит-сфалеритовым агрегатом.

Фаціальная зональность включает в себя зональность отложения, состава пород, околорудных изменений, индикаторного оруденения, геохимических ореолов.

Зональность отложения в колчеданно-полиметаллических месторождениях проявляется аналогично описанной для палеовулканических структур - в увеличении количества сфалерита и уменьшении галенита с глубиной в рудах, что обусловлено различной растворимостью свинца и цинка в рудообразующих растворах (Кузьмина, 8). На месторождениях медноколчеданной формации цинковоколчеданные руды с глубиной переходят в колчеданные и медноколчеданные.

В распределении элементов-примесей в рудах в разрезе снизу вверх (от преимущественно колчеданных к колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим) также выявлена зональность, выражающаяся в увеличении концентраций серебра, кадмия и уменьшении висмута, селена, галлия, что находит отражение в распределении этих элементов в подрудных и надрудных ореолах Хандизы.

Зональность состава пород, охарактеризованная для палеовулканических структур, отчетливо проявляет себя и в рудах. Она выражена в том, что неоднородное строение рудовмещающей толщи обуславливает различие структурно-текстурных особенностей руд и их состава.

Зональность околорудных изменений широко проявлена в рудных залежах, например, зональность дорудных метасоматитов Хандизинского месторождения. Внешней подзонай является серицит-кварцевая, представляющая собой перекристаллизованный и серицитизированный туф липаритового порфира, затем следует монокварцевая, хлоритовая и кварц-серицитовая, непосредственно контактирующая с сульфидным оруденением. В пределах рудных залежей отмечается многократное чередование рудных линз и разделяющих их метасоматитов.

Зональность индикаторного оруденения выражена в размещении мелких кварц-барит-карбонатных прожилков с невысоким содержанием свинца, цинка и меди над промышленными залежами. Эти прожилки являются наиболее поздними и образованы в результате перестроения руд. Они отлагаются преимущественно путем выполнения пустот. Наблюдается зависимость состава прожилков от состава пород и руд, которые они пересекают.

Зональность геохимических ореолов выражена в различном составе ореолов в надрудной и подрудной толщах. Для надрудных ореолов характерны Zn, Pb, Cu, Sb, As, Ba и др., для подрудных — Cu, Mo, Bi, Co, Ni и др. Однако в зависимости от различных факторов (литологического состава пород, эрозийного среза и др.) в составе ореолов появляются те или иные характерные элементы. Так, в Чакчарском рудном поле в надрудном ореоле присутствуют $Zn, Pb, Cu, Sb, Ag, As, Cd, Sn$, в подрудном Sb, As, Cd не обнаруживаются.

В Хандизинском рудном поле в ореолах надрудной части большую частоту встречаемости имеют Zn, Ba, Ag, Pb , в подрудных более характерны Cu , менее Co, Ni , последние встречаются в самых глубоких горизонтах, Mo, Cd, Te — в непосредственной близости от рудных тел.

Выявленные типы зональностей колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения Южного Узбекистана свидетельствуют о сложности и многообразии процессов рудообразования, а их изучение может оказать большую помощь при поисках и оценке рассматриваемых типов месторождений.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, М., Гостгеолиздат, 1954.
2. А б д у л л а е в Х.М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
3. Г о л о в а н о в И.М. Типы зональностей медного оруденения Западного Тянь-Шаня. Тезисы докл. Всес. Межвузовской конф., Ташкент, 1971.
4. Д а л и м о в Т.Н., А й з е н ш т а т В.И., А л и е в Э.Б., Г о л о в и н В.Е. К фаціальности гранитоидов Южного Узбекистана. "Узб. геол. журнал", 1971, № 3.
5. И в а н к и н П.Ф., И н ш и н Н.В., К у з е б н ы й В.С. Рудные формации Рудного Алтая, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
6. К о р ж и н с к и й Д.С. Зависимость метаморфизма в вулканогенных формациях. Труды лаб. вулканологии, вып. 19, М., Изд-во АН СССР, 1961.
7. К о р о л е в А.В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений, М., Извест. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.
8. К у з ь м и н а И.П. Экспериментальное изучение образования Fv и Zp в водных растворах хлористых солей. "Геол. рудных месторождений", 1961, № 1.
9. М а л а х о в А.А. и др. Эндогенные рудные формации Узбекистана. Том I, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
10. П а н к р а т ь е в П.В., П о к р о в с к и й А.В., М и х а й л о в а Ю.В. Регионально-металлогеническая зональность Южного Узбекистана. Сб. "Металлогения Тянь-Шаня". Тезисы докл. к 5 Всес. металлогенсовещанию, Фрунзе, Изд-во "Илим", 1968.
11. П а н к р а т ь е в П.В., М и х а й л о в а Ю.В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан", 1971.

12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых, М., Изд-во "Недра", 1968.
13. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ТИПОМОРФНЫЕ
ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНОВ СКАРНОВО-РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

На территории Узбекистана расположены многочисленные скарновые месторождения и рудопроявления вольфрама, молибдена (Лянгар, Койташ, Ингичка, Чимган), полиметаллов (Кургашинкан, Катранглы, Кумышкан, Кульпаксай и др.) и железа (Сюреньата, Караарча, Шабрев и др.). Материалы по указанным и другим объектам Средней Азии обобщены в трудах Х.М. Абдуллаева (1,2).

Главные скарнообразующие минералы названных месторождений - пироксены, гранаты, везувианы и амфиболы. Сравнительное изучение этих минералов и их парагенезисов с применением методов минералогии и кристаллохимии позволяет выявить типоморфные их отличия в каждом из этих месторождений или их групп и помогает различать скарны с различным оруденением. В дальнейшем это может послужить хорошим оценочным признаком.

Мы предприняли сравнительное изучение пироксенов из ряда скарновых месторождений с различным оруденением. Материал был собран из скарно-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана (Ингичка, Койташ, Лянгар), железорудных (Сюреньата) Чаткальских гор и полиметаллических (Алтынтопкан) Кураминских гор.

Пироксены подвергались кристаллооптическим исследованиям, химическому (лаборатория ИГиГ, аналитик Е.Ф. Касьянова) и рентгеноструктурному анализам (табл. I). Измерение параметров решетки пироксенов произведено в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР старшим научным сотрудником А.Д. Литвиным методом монокристалла. Погрешность определения для разных кристаллографических осей различная: $a = \pm 0,003 - \pm 0,010$; $b = \pm 0,001 - \pm 0,004$; $c = \pm 0,001 - \pm 0,002$. Показатели преломления вычислялись на основании химического анализа методом В.А. Жарикова и Д.Н. Власовой (5).

Результаты химического анализа пироксенов из известковистых скарнов с различным оруденением показали, что пироксены независимо от типа оруденения в скарнах относятся к диоксид-геденбергитовому ряду с незначительной примесью йохансенитовой и акмитовой (содержание Al_2O_3) молекул (см. табл. I).

В пироксенах скарново-редкометалльных месторождений преобладает геденбергитовая молекула (77,14–86,91%), а в железорудном месторождении диоксидовая молекула (80,0 – 84,60%) с незначительной примесью геденбергита (12,24%) и йохансенита (0,7%); в скарново-полиметаллическом месторождении Алтынтопкаи также преобладает диоксидовая молекула – 64,9%, а геденбергит составляет 25,71%, что было отмечено Х.М. Абдуллаевым (I).

Отмечается линейная зависимость между содержанием FeO и MnO , минальным составом и значением параметров кристаллической решетки, показателями преломления пироксенов различных скарново-рудных формаций Узбекистана (рис. I, 2, 3, 4). С повышением содержания FeO , MnO , геденбергитовой и йохансенитовой молекулы пропорционально увеличиваются значения a , b , γ^x и показатели преломления (см. рис. I, 2, 3).

Некоторые отклонения наблюдаются в тех пробах (И-3975, К-5358, Д-298I), в которых содержание алюминия составляет свыше 3% за счет увеличения акмитовой молекулы. Пониженное значение a в пробе И-3870, вероятно, объясняется ошибкой, допущенной при определении параметров кристаллической решетки пироксенов.

Нечеткая корреляция компонентов и миналов наблюдается со значением оси C (см. рис. 2, 3, 4). Устанавливается отрицательная корреляционная связь между значениями a , b , γ и c (нечеткая) с содержанием MgO (см. рис. 4). Изменения значений параметров a , b и c в зависимости от содержания FeO и геденбергитовой молекулы установлены М.М. Кононовой (8) для пироксенов из чарнокитов украинского кристаллического щита. На основании рентгенометрического изучения минералов группы пироксена (3) и обобщения материалов о них были выявлены некоторые кристаллохимические и оптические особенности (4).

х Объем кристаллической решетки в Å^3 .

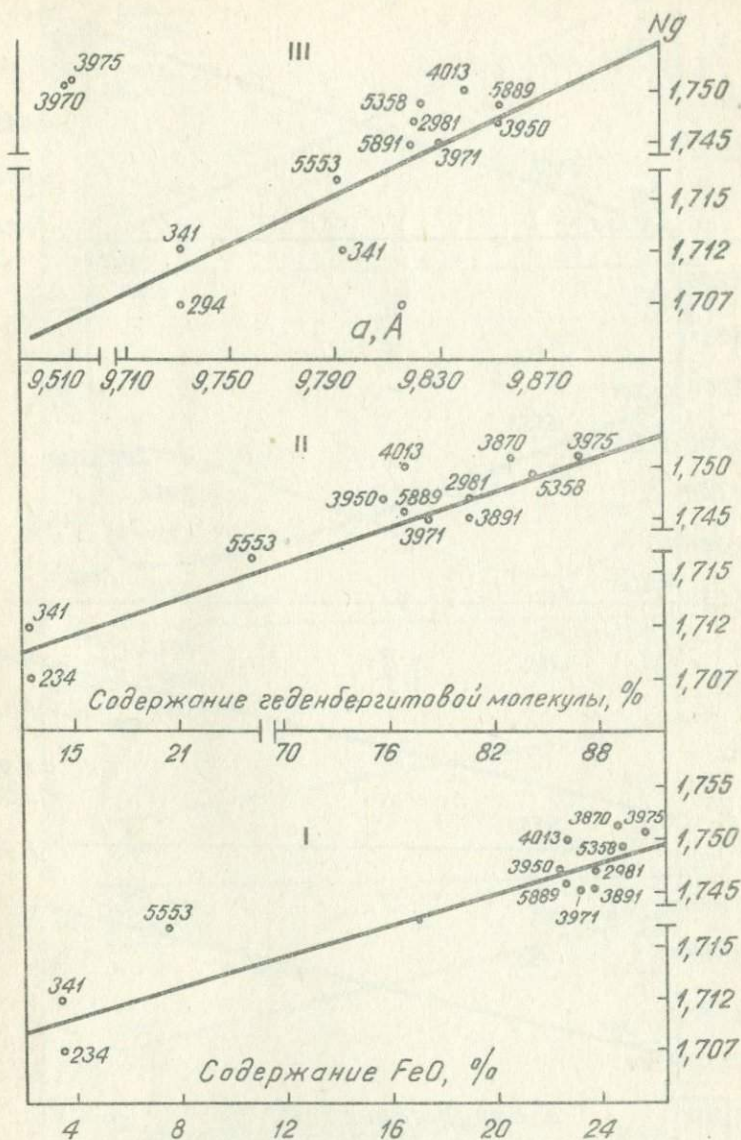


Рис. I. Зависимость показателя преломления от содержания FeO, геденбергитовой молекулы и значения $a, \text{Å}$ в пироксенах скарново-рудных формаций Узбекистана.

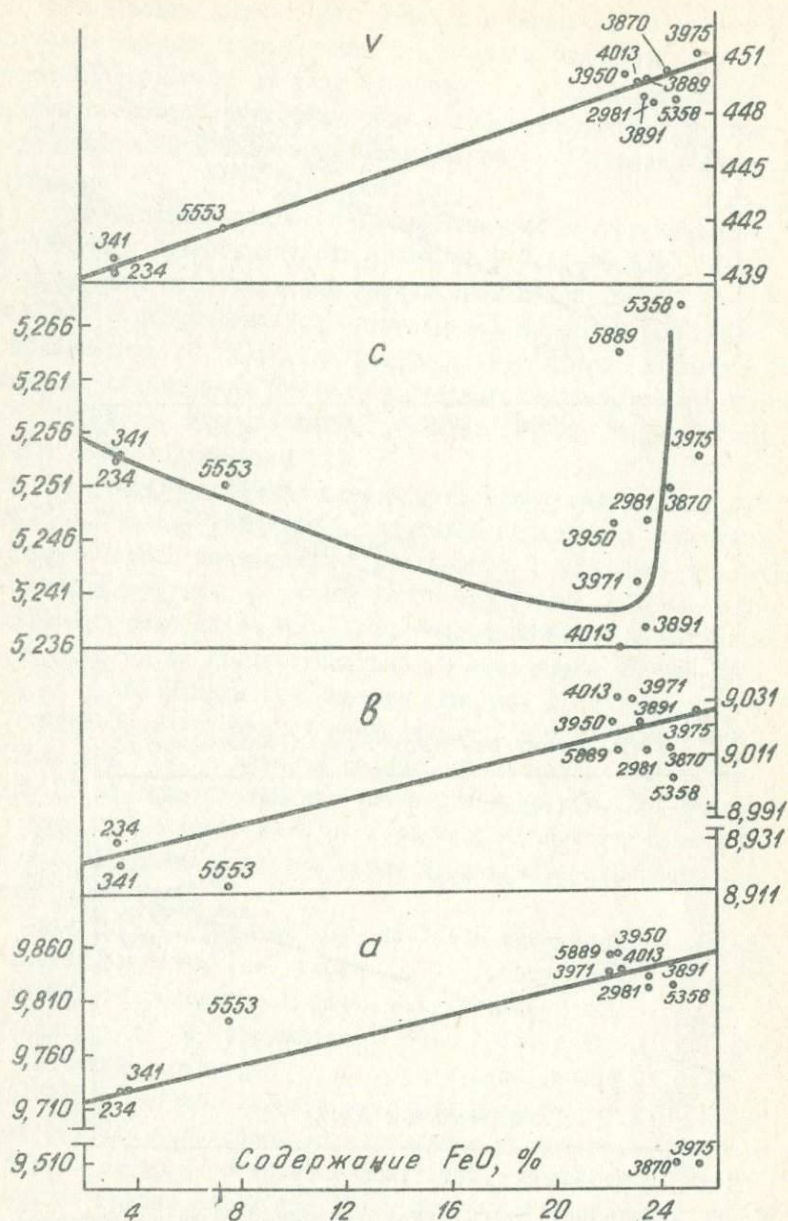


Рис. 2. Зависимость параметров, объема кристаллической решетки от содержания FeO в пироксенах скарново-рудных формаций Узбекистана.

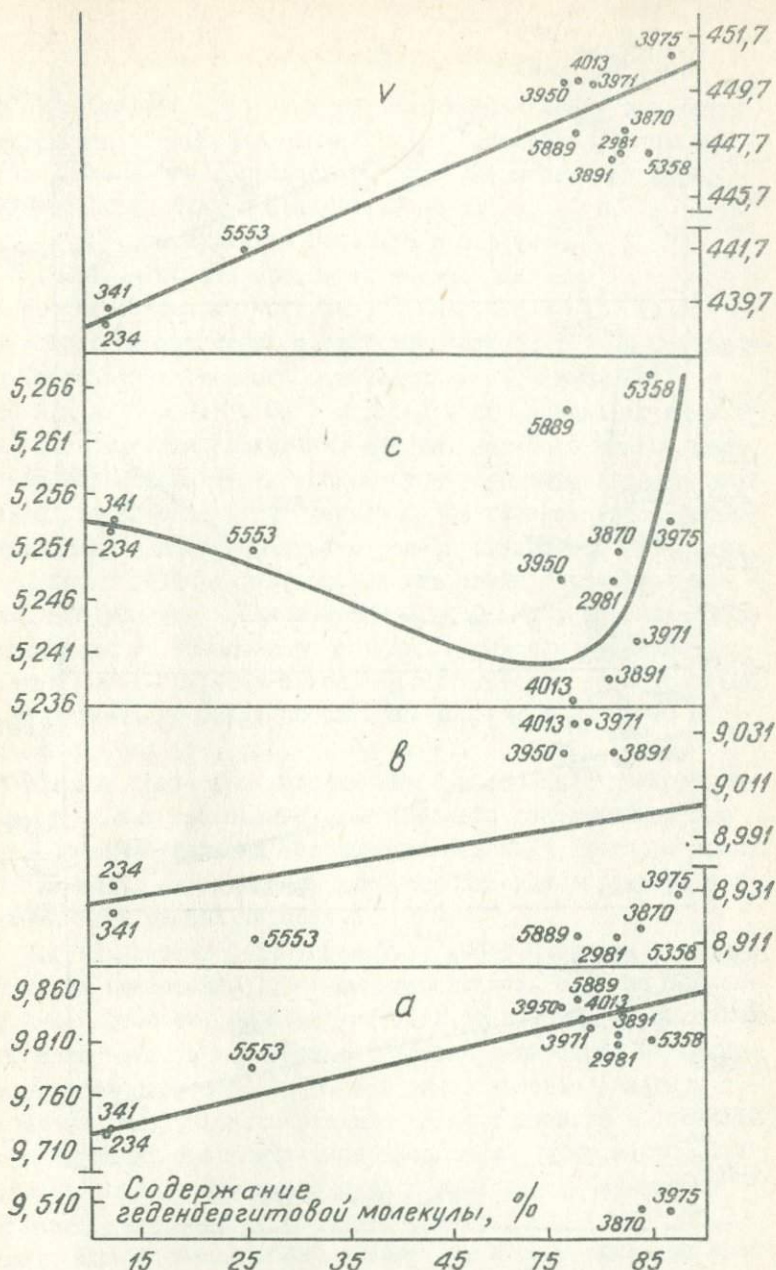


Рис. 3. Зависимость параметров и объема кристаллической решетки от содержания геденбергитовой молекулы в пироксенах скарно-рудных формаций Узбекистана.

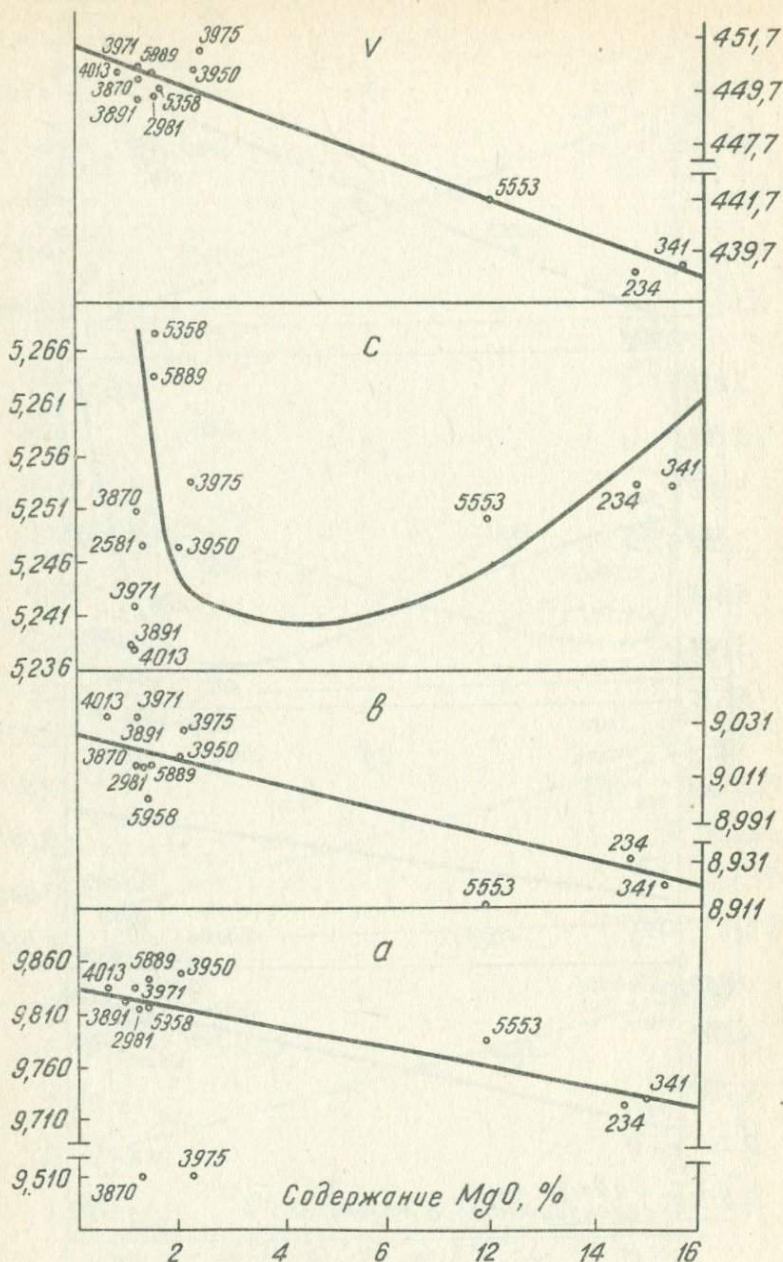


Рис. 4. Зависимость параметров и объема кристаллической решетки от содержания магния в пироксенах скарно-рудных формаций Узбекистана.

И.В. Семенов (I0), изучая зависимость между параметрами элементарной ячейки и химическим составом пироксенов методом линейного корреляционного и регрессивного анализа, установил прямую связь параметров \underline{a} , \underline{b} , $\underline{\beta}$, а $\frac{S_{\text{лип}}}{S_{\text{L O}_2}}$ и \underline{c} с содержанием FeO, MnO и обратную $\frac{S_{\text{лип}}}{S_{\text{L O}_2}}$ Al_2O_3 , MgO , что подтверждается нашими данными.

При относительно постоянном содержании Ca^{2+} колебание параметров элементарной ячейки обуславливается за счет разницы в величинах ионного радиуса трех катионов ($\text{Fe}^{2+} = 0,80 \text{ \AA}$, $\text{Mn}^{2+} = 0,91$, $\text{Mg}^{2+} = 0,74$) и потенциала их ионизации. С повышением содержания магния, имеющего минимальный размер ионного радиуса, уменьшаются параметры элементарной ячейки пироксенов, что характерно для пироксенов скарново-полиметаллического и скарново-железородного месторождений.

Следует подчеркнуть, что по значениям параметров элементарной решетки, содержанию FeO, MnO, MgO, показателям преломления и минимальному составу пироксены скарново-редкометалльных и скарново-железородных месторождений довольно резко отличаются между собой и на диаграмме занимают обособленные поля (см. рис. 1, 2, 3, 4).

С целью получения коэффициентов корреляции по содержаниям отдельных компонентов и минимального состава нами произведены вычисления их соотношений (табл.2), которые можно использовать как индикатор для установления характера оруденения в скарновых породах.

И.Х. Хамрабаев (II) установил, что с биотитом и амфиболом (из гранитоидов), обладающими низкой, а также умеренной железистостью, ассоциирует большое количество акцессорного магнетита, а с высокожелезистыми разновидностями их магнетит не ассоциируется. Он назвал такое явление полярным соотношением минералов. Очевидно такие тенденции в составах сосуществующих скарновых минералов также имеют место. Это видно из того, что в колебаниях химического, минимального составов и значениях коэффициентов корреляции (см. табл.2) исследуемых пироксенов наблюдаются некоторые полярные соотношения, заключающиеся в том, что с маложелезистым - диопсидовым пироксеном ассоциируется железородное оруденение,

а с железистым - геденбергитовым пироксеном - редкометальное.

По значениям f'' и соотношениям $\frac{FeO}{MgO}$; $\frac{Гед}{Диоп.}$ пироксены скарново-редкометальных месторождений также резко отличаются от таковых скарново-железородного и скарново-полиметаллического месторождений. Значения их уменьшаются от скарново-редкометальных формаций к скарново-железородным; скарново-полиметаллическое месторождение занимает промежуточное положение. В этом же направлении увеличивается степень окисленности железа.

Особенности пироксенов, по мнению авторов, связаны с литологическими и структурно-тектоническими факторами, обуславливающими различную их фациальность. Этому, вероятно, способствует и разновозрастность скарновых образований с различным оруденением; редкометальное (шеелит, молибденит) формировалось раньше, чем железородное (магнетит), а затем полиметаллическое (2).

Скарново-редкометальные месторождения Западного Узбекистана, так же как и породившие их гранитоидные интрузии, формировались в более глубинных условиях (6, 7, 9, II), чем скарново-железородные и полиметаллические месторождения Чаткала и Курамы (Восточный Узбекистан).

Детальное изучение пироксенов скарново-рудных формаций Узбекистана позволило установить следующие минералого-химические и кристаллохимические типоморфные особенности:

I. Пироксены скарново-рудных формаций Узбекистана представлены в основном геденбергитом и диопсидом с незначительной примесью Йохансенита и акмита (глиноземистого диопсида). Различным типам скарново-рудных формаций соответствуют пироксены определенного состава: скарново-редкометальной - геденбергит с незначительной примесью Йохансенитовой и акмитовой молекул; железородной - диопсид с незначительной примесью геденбергита; полиметаллической - диопсид с не-большой примесью геденбергита и Йохансенита. Кроме того, пироксены резко различаются по содержаниям FeO, MnO и Al_2O_3 , χ , ω , $\frac{FeO}{MgO}$, $\frac{Гед}{Диоп.}$, по показателям преломлений и размерам параметров элементарной ячейки. Эти типо-

морфные особенности (I2) пироксена можно использовать с учетом других критериев в качестве индикаторов для уста новления типа оруденения в скарнах.

2. В распределении содержания FeO в пироксенах скарново-железорудных и редкометалльных формаций наблюдаются некоторые полярности, выраженные в том, что пироксены железорудных месторождений обеднены железом ($FeO - 3,60$ сред. из 2 анал.) почти в 7-8 раз, чем пироксены из скарново-редкометалльных месторождений ($FeO - 22,32 - 25,58\%$) и в 3 - 3,5 раза по сравнению со скарново-полиметаллическими месторождениями.

3. Установлена положительная линейная зависимость между содержанием FeO , MnO , геденбергитовой, йохансенитовой молекулами и значениями параметров кристаллической решетки a , b , c , а также с показателями преломлений. Изменение содержания FeO и MnO влечет за собой изменение минерального состава, физических и кристаллохимических свойств пироксенов. Связь MgO , Al_2O_3 и диопсидакмитовой молекулы в пироксенах устанавливает отрицательную линейную зависимость.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Очерк по металлогении Средней Азии, М., Госгеолиздат, 1949.
2. А б д у л л а е в Х.М., Б а т а л о в А.Б., Х а м р а б а е в И.Х. Некоторые итоги изучения постмагматических формаций Средней Азии. В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т.П., М., Изд-во АН СССР, 1963.
3. Г и н з б у р г И.В., С и д о р е н к о Г.А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаэграмме. Тр. Мин. муз. им. А.Е. Ферсмана АН СССР, вып.15, 1964.
4. Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Дж. Поро дообразующие минералы, Т.2, М., Изд-во "Мир", 1965.

Химический состав, параметры элементарной ячейки и
формаций Узбекистана

Скарново-редкометалльное					
компоненты	И-3975	К-5358	И-3870	И-3891	Л-2981
$S O_2$	44,76	45,60	46,98	48,24	48,05
Fe_2O_3	0,00	0,30	0,00	0,83	0,60
FeO	25,56	24,84	24,48	23,76	23,76
$Ti O_2$	Следы	Следы	0,00	0,00	0,15
MnO	1,01	0,78	2,80	2,66	1,01
H_2O_3	3,79	3,42	0,00	0,00	3,32
CaC	22,20	23,00	23,90	22,80	21,20
UgO	2,32	1,52	1,36	1,26	1,47
Na_2O	0,25	0,26	0,16	0,19	0,34
K_2O	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
CO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,89	99,72	99,71	99,79	99,90
<i>a</i>	9,510	9,824	9,510	9,827	9,820
<i>b</i>	9,029	9,003	9,013	9,022	9,012
<i>c</i>	5,254	5,268	5,251	5,238	5,248
<i>B</i>	104 ⁰ 46'	104 ⁰ 40'	104 ⁰ 42'	104 ⁰ 50'	104 ⁰ 40'
<i>γ</i>	451,1	449,5	450,1	449,0	449,3
<i>Ng</i>	1,751	1,749	1,751	1,745	1,747
<i>Np</i>	1,728	1,726	1,728	1,728	1,724
<i>Nt Np</i>	0,023	0,023	0,023	0,017	0,023

Т а б л и ц а I

показатели преломления пироксенов скарново-рудных

И-397I	Ях-5889	И-40I3	И-3950	Скарново-	Скарново-железо-	
				полимет.	рудное	
				А-5553	Ч-34I	Ч-234
47,02	53,20	48,08	48,28	50,50	5I,44	50,02
0,00	0,60	0,43	0,63	0,00	0,50	0,30
23,12	22,68	22,68	22,32	7,56	3,60	3,60
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6,02	I,23	4,70	3,24	2,12	0,20	0,22
6,00	I,97	0,00	I,84	3,08	I,20	I,98
22,20	18,80	23,20	2I,60	24,00	22,00	25,00
I,38	I,5I	I,76	2,10	12,02	15,64	14,82
0,15	0,23	0,15	0,26	0,25	0,23	0,25
0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	5,20	4,60
99,9I	100,22	100,03	100,27	100,13	100,0I	100,79
9,830	9,854	9,840	9,855	9,798	9,734	9,734
9,032	9,012	9,032	9,022	8,91I	8,92I	8,93I
5,242	5,264	5,236	5,248	5,25I	5,254	5,254
104 ⁰ 41'	105 ⁰ 15'	104 ⁰ 32'	105 ⁰ 09'	105 ⁰ 25'	105 ⁰ 32'	105 ⁰ 29'
450,2	450,2	449,9	450,3	44I,7	439,6	439,0
I,745	I,746	I,750	I,747	I,717	I,712	I,707
I,728	I,728	I,726	I,727	I,689	I,696	I,677
0,017	0,018	0,024	0,023	0,028	0,016	0,030

Значение коэффициентов корреляции между отдельными компонентами
и миналами пироксенов скарново-рудных формаций Узбекистана

Соотношение компонентов и миналов	: Скарново-редкометалл- : ная (9 анализов)		: Скарново-: : полиметалл:		: Скарново-железородная : (2 анализа)	
	: предел : колебания	: : среднее	: один : анализ	: предел : колебания	: : среднее	: : среднее
$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	11,02-29,89	16,74	0,63	0,23-0,24	0,235	
$f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$	90,99-96,76	98,96	39,61	18,71-19,54	19,12	
$\omega = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100$	0,0-3,37	2,86	0,00	7,69-12,20	9,94	
$\frac{\text{Гед.}}{\text{Диопс}}$	6,72-18,77	10,65	0,400	0,410,15-0,41	0,28	

5. Ж а р и к о в В.А., В л а с о в а Д.К. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I, М., Изд-во АН СССР, 1962.
6. И с м а и л о в М.И., П л а к с и н а А.Б., С а т т а р о в А., Б а л а к и н а А.С., Б а б а д ж а н о в А.А. О зависимости фациальности интрузивных пород и минералов скарново-редкометальной минерализации Западного Узбекистана от железистости и степени окисленности железа. В сб. "Геология, минералогия Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.
7. И с м а и л о в М.И., С к а ч к о в а Л.А., Минералогические и кристаллохимические особенности гранатов как индикатор для установления типа оруденения в скарнах Узбекистана (в печати). Узб. отд. МВО.
8. К о н о н о в а М.М. Сравнительная характеристика пироксенов из чарнокитовых пород Украинского щита. Минер. сбор. Львовского гос.ун-та им. Ив.Франко, № 22, вып. 3, 1968.
9. К у ч у к о в а М.С., И с м а и л о в М.И., Р а х м е д о в У. Эндогенные формации вольфрама. Сб. "Эндогенные рудные формации Узбекистана", т. I, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.
10. С е м е н о в И.В. Влияние химического состава пироксенов на параметры элементарной ячейки в зависимости от энергетической характеристики элементов. "ДАН СССР", том 192, 1970, № 6.
11. Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.
12. Ч у х р о в Ф.В. Типоморфизм - важнейшая проблема современной минералогии. В сб. "Типоморфизм минералов", М., Изд-во "Наука", 1969.

О.М.Борисов

ОБ ОСНОВНЫХ ЗАДАЧАХ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ
ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В расширении минерально-сырьевой базы Советского Союза тектоника занимает ведущее место, так как без знания особенностей тектонического строения и развития земной коры не может быть объективных научных прогнозов по обнаружению "слепых" и "погребенных" месторождений полезных ископаемых.

Средняя Азия представляет собой сложный морфо-геологический ансамбль: горные сооружения Тянь-Шаня и Памира на западе сменяются равнинными пространствами Туранской низменности. В строении принимают участие различные по составу и возрасту геологические образования, составляющие каскад разнообразных тектонических форм. Хорошая обнаженность до-мезозойских образований в горных районах позволяла решать многие геологические проблемы. Эти обстоятельства привлекли к себе внимание многих исследователей.

Н.М.Синицын (7) отмечал, что "именно на материалах исследований геологии описываемой области зародились и получили свое развитие многие из основных идей в тектонике Средней Азии, являющиеся предметом оживленных дискуссий до настоящего времени". К ним относятся - идея о "жестких" массах (Д.И.Мушкетов), о дискардогенных (В.И.Попов), глубинных (А.В.Пейве) и краевых (Н.М.Синицын) разломах, о конседиментационных складках (С.С.Шульц), о дорифейской панплатформе (А.В.Пейве и В.М.Синицын), о ядерном развитии (В.И.Попов), о крупных поперечных структурах (Б.А.Петрушевский) и др.

Наиболее ранние схемы Средней Азии Э.Зюсса, Э.Аргана, Р.Клебесберга, Ф.Махачека, И.В.Мушкетова и других являлись орогеологическими. Первые представления по тектонике приведены в работах Ф.Рихтгофена, А.П.Карпинского, А.Д.Архан -

гельского, Д.В.Наливкина, Н.Г.Кассина, А.Ф.Соседко, А.П.Марковского, П.П.Чуенко, К.Н.Паффенгольца, В.А.Николаева и др., создавших ряд тектонических схем с изображением простираций систем складок.

Важной вехой в геологической науке явилась работа В.И.Попова "История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня" (5), которая обобщила имеющиеся данные по тектонике и определила дальнейшие задачи исследований. В ней были заложены основы методики построения структурно-фациальных карт.

В 40-50-х годах более широко проводились исследования структур мезо-кайнозойского чехла (Е.Е.Захаров, О.А.Рыжков, Ш.Д.Давлятов и др.), а изучению тектоники палеозоя были посвящены отдельные работы Б.П.Бархатова, Н.М.Синицына, В.М.Синицына, А.С.Аделунга, А.В.Пейве, Н.П.Васильковского и др.

Качественный скачок в изучении тектоники Средней Азии произошел в 60-е годы. В это десятилетие наметилось два направления в познании особенностей строения земной коры.

Первое направление развивает комплексное геолого-геофизическое изучение слоисто-блокового строения земной коры, морфоструктуры поверхности главных слоев ее и верхней мантии, взаимосвязь между глубинными и поверхностными структурами и т.п. Планомерные исследования в Средней Азии были начаты в 1967 г. под руководством "Среднеазиатской региональной секции" (председатель И.Х.Хамрабаев), координировались "Научным советом при Отделении геологических, геофизических наук АН СССР" и являлись частью работ "Международной программы по верхней мантии" (председатель В.В.Белюсов). Первые результаты исследований нашли отражение в монографиях "Глубинное строение земной коры территории Узбекистана" и "Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.", изданных издательством "Фан" УзССР в 1971г.

Второе направление стремится выделить геологические элементы - структурные этажи и ярусы, формации, дизъюнктивные и пликативные структуры - и выяснить их пространственно-временные соотношения в виде тектонических карт и схем геологического районирования.

В этот период (60-е годы) изучалась тектоника небольших районов Памира (Н.Г.Власов, Э.З.Таиров, Э.С.Чернер, Г.С.Воскоянц и др.), Южного Тянь-Шаня (Я.И.Айсанов, Ш.Ш.Сабдушев, Э.Базарбаев, К.К.Пятков, Ю.А.Лихачев, В.В.Владимирский и др.), Срединного Тянь-Шаня (В.А.Арапов, И.В.Богомольный, А.С.Макаров, Ю.Т.Юдин, Д.Х.Якубов и др.).

К этому же периоду относятся монографические работы по тектонике Памира (Б.П.Бархатов), Алайской горной системы (Г.А.Поршняков), Зарафшано-Гиссарской горной системе (М.М.Кухтиков), западной оконечности Южного Тянь-Шаня (М.А.Ахмеджанов) и Срединного Тянь-Шаня (О.М.Борисов).

Глубинное бурение и данные геофизики позволили установить некоторые особенности строения погребенных палеозойских образований Туранской низменности и подойти к решению проблемы связей Урала с Тянь-Шанем и Донбассом.

В результате тектонических исследований последнего десятилетия были установлены принципиально новые черты в строении (надвиги, шарьяжи, меланжи, срединные массивы, вулканические и краевые наложенные структуры и пр.) и истории геологического развития отдельных сегментов земной коры. В то же время выявились противоречащие друг другу данные, что нашло отражение в обилии тектонических схем районирования, нередко взаимно исключающих друг друга.

Тектоническая карта — основа многих геологических исследований. Открытие новых месторождений полезных ископаемых сопряжено с необходимостью проведения комплексных геолого-геофизических изысканий, на базе современных знаний о строении и составе земной коры в целом и отдельных участков ее в частности. Поэтому построение прогнозно-металлогенических схем в настоящее время немыслимо без тектонической основы. Образно тектонические карты и схемы можно сравнить с фундаментом, на котором возвышается здание прогнозно-металлогенических построений. Чем детальнее и точнее тектонические схемы и карты, тем результативнее металлогенические схемы и прогнозы.

Первая тектоническая карта палеозойских отложений Узбекистана была создана только в 1965 г. по инициативе сот-

рудников лаборатории стратиграфии, палеонтологии и тектоники Института геологии и геофизики (М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, Э.Базарбаев и др.) и необходимость ее модернизации уже давно назрела.

Работа над созданием тектонических карт и схем районирования ведется только в Министерстве геологии УзССР и ИГиГ АН УзССР, причем на принципиально различных методических основах.

По изучению тектоники докембрийских отложений Средней Азии сделан определенный объем работ. Часть этого объема выполнена сотрудниками ЛГУ и ВСЕГЕИ (Ленинград), а часть МГУ и ГИ АН СССР (Москва). В связи с этим целесообразна постановка вопроса о необходимости усиления тектонических исследований на местах с целью создания единой схемы геологического районирования, построенной на единой методике тектонической карты докембрийских отложений.

На необходимость развертывания исследований тектоники палеозоя указывал ведущий ученый Узбекистана Х.М.Абдуллаев. В монографии "Магматизм и оруденение Средней Азии" (I) он писал, что "наличие в недрах Средней Азии богатейших месторождений разнообразных полезных ископаемых и исключительная сложность ее геологического строения требует от исследователей поставить в центр внимания разработку наиболее совершенных схем геологического районирования Средней Азии ..." (стр. 13).

В монографии "Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации" Х.М.Абдуллаев писал: "Нам хотелось бы подчеркнуть необходимость улучшения и резкого расширения тектонических исследований. Представляется, что наиболее важным здесь будет разрешение таких вопросов, как формы проявления тектонических движений в зависимости от характера их развития в конкретных геологических условиях регионов, эволюции форм и интенсивности тектонических движений во времени в различных подвижных структурах, взаимосвязь тектогенеза и магматизма в масштабах крупных структурных комплексов земной коры и, наконец,

тектоническое районирование, выделение тектонических структур, изучение их эволюции. Перечисленные вопросы относятся к коренным вопросам всей геологической науки.

Все эти вопросы вопросов в современной геологии и без них немисливо развитие не только тектоники, но и металлогении" (стр. 147).

Познание тектоники докембрийских отложений, идет к сожалению, весьма малыми темпами. В этом одна из причин того, что еще не создано полных сводок ни по тектонике Средней Азии, ни даже по тектонике Узбекистана.

По нашему мнению, увеличение эффективности тектонических исследований должно производиться путем организационных мероприятий и выбора определенного круга задач, наиболее важных для решения некоторых теоретических и практических вопросов.

Работы над созданием тектонических карт материков координируются специальной Подкомиссией по тектоническим картам (до безвременной кончины ее председателем был А.А. Богданев) Комиссии по международным геологическим картам Мира. Составление тектонических карт СССР осуществляется под руководством Тектонического комитета СССР (председатель М.В. Муратов).

В Средней Азии организационно оформляется Среднеазиатская тектоническая секция — координирующий центр тектонических исследований, проводимых Республиканскими подсекциями Киргизии, Таджикистана, Туркменистана и Узбекистана.

Основная задача Республиканских подсекций заключается в организации совместных скоординированных тектонических исследований силами сотрудников тектонических лабораторий, кафедр и научно-производственных партий.

Важнейшими задачами по тектонике, по нашему мнению, должны быть следующие.

Первая — выяснение особенностей строения и развития земной коры Средней Азии на базе широкого привлечения данных геофизики и глубокого бурения. Имеющиеся сведения по этому вопросу показывают, что преобладающее в прошлом представление о складном геосинклинальном развитии территории Сре —

дней Азии вплоть до мезозоя должны быть заменены новым представлением о перемежаемости во времени и пространстве подвижных поясов и платформ.

На важность задачи указал министр геологии, академик А.Ф.Сидоренко в статье "Геология в 2000 году" (6). Он писал, что "нуждаются в переоценке представления о геологическом строении многих горных складчатых сооружений Кавказа, Памира, Тянь-Шаня. Это позволит выявить новые крупные месторождения минерального сырья и создать на их базе крупные промышленные центры". По его мнению, особое внимание должно быть привлечено к изучению погребенных складчатых систем, в частности, погребенных сооружений Урала и Тянь-Шаня, где могут быть выявлены новые рудные провинции.

Вторая - тектоника докембрийских образований, изучение которой имеет принципиальное значение. Если удастся показать, что отложения рифей-венда по отношению к геосинклинально-складчатому дорифейскому основанию представляют платформенный чехол, то принадлежность территории Средней Азии Восточно-Европейской платформе в допалеозойский период будет доказана. Одновременно это поднимет вопрос о необходимости поисков осадочных месторождений и месторождений, обусловленных процессами активизации.

Необходимо добавить также, что если формирование мезо-кайнозойских отложений охватывает период времени в 180-200 млн. лет, то время формирования палеозойских образований в 2 раза больше - 350-400 млн. лет. Здесь же сосредоточены все рудные богатства Узбекистана. Открытие докембрийских отложений с возрастом от 2,5-2,9 млрд. лет (Гарм-Гиссар) до 550 млн. лет с закономерной приуроченностью к ним золоторудных месторождений (Мурунтау и др.) ставит задачу изучения и их тектоники.

Третья - структурно-морфологическое изучение тектоники палеозойских образований. Установленная гетерогенность структур палеозоя имеет не только теоретическое, но и практическое значение, так как каждый тип структур - геосинклиналь, срединный массив, активизированный выступ древней платформы - обладает своим специфическим набором осадочных, магматических и рудных формаций.

В "жестких" внегеосинклиналиных участках палеозой имеет платформенный характер состава и развития, что открывает возможности поиска газа и нефти в них.

Четвертая – особое внимание должно быть уделено выявлению и изучению наложенных структур, возникших в зонах активизации "жестких" масс (краевые системы, вулканические поля и дуги, наложенные депрессии, тектоно-магматические и складчато-разрывные структуры и др.), установленных в Средней Азии лишь в последние годы.

Структуры зон активизации – наиболее перспективные объекты на обнаружение крупных месторождений, так как в них заключено до 80% мировых запасов металлов (А.Д.Шеглов, Е.Д.Карпова, В.И.Смирнов). Однако характер развития наложенных структур и их взаимосвязь с процессами оруденения и магматизма еще не выяснены.

Пятая – детальное изучение разломов. В Средней Азии установлено наличие геометрически правильной сетки разломов, являющихся частью планетарной регматической сети нарушений Земли. Земная кора разделена ими на системы геосекторов, блоков и глыб. Они же являются определяющими при заложении рифтовых долин и горстовых поднятий, отдельные части их заимствуются краевыми разломами и т.п. Они же являются магмараспределяющими и локализирующими структурами и контролируют распределение полезных ископаемых.

Шестая – продолжение работ над вопросом унаследованности в общем развитии структур. Изучая развитие однотипных складок земной коры, нельзя не удивляться их сходству для разновозрастных эпох и территорий. Создается полное впечатление, что существует какой-то таинственный механизм, который управляет зарождением и развитием структур, создавая тождественные наборы тектонических их частей. Это – своеобразный "геотектонический ген", передающий наследственные задатки и определяющий динамическую устойчивость развития структур. И в то же время необходимо объяснить те резкие отклонения от привычного русла развития, т.е. те новообразования, которые возникают наперекор этим "геотектоническим генам".

Выявление унаследованных и новообразованных структур и установление того, как с течением времени изменялись размеры, формы и простирания их, поможет воссоздать историю развития земной коры.

Седьмая – подтверждение идеи А.В.Пейве о блоковом строении земной коры и с большим значением в формировании структур тангенциальных движений. Им обязаны возникновение линейных сложнопостроенных складок в геосинклиналях Южного Тянь-Шаня и Чаткала, наличие пологих надвигов и шарьяжей в краевых участках "жестких" массивов (Бувантау, Тамдытау, Гузан) и окраинах складчатых систем (Южная Фергана). Выявление подобных структур только началось и изучение их поможет выяснить величины горизонтальных перемещений блоков и пластин в поверхностной части земной коры.

Восьмая – выработка методик выявления и изучения генетического разнообразия структур. Несомненно, что наложенные вулканические дуги резко отличаются от развития геосинклинальных трогов или наложенных депрессий и прогибов и требуют специализированных методик. Это необходимо, потому что ряд разных по генезису структур развивается взаимосвязанно и взаимопроникающе. Например, одновременное развитие геоблока, поперечных просвечивающих структур, регматической сети, конседиментационных складок, требует установления для каждой из структур комплекса специализированных признаков. Поэтому методики должны быть историко-генетическими, т.е. анализ развития структур должен вестись на базе изучения вещества (формации, фации и т.п.).

Выделение и раздельное изучение конкретных структур независимо от их генезиса должно привести к созданию упорядоченной системы, что, в свою очередь, позволит применять математические методы.

Решение поставленных задач позволит выяснить особенности развития геологических структур во времени и пространстве в их взаимосвязи и взаимообусловленности. Без этого не может быть создана общая геотектоническая гипотеза развития земной коры. Установление характера связей структур с магматизмом и экзогенными и эндогенными полезными ископае-

мыми ляжет в основу выработки научного прогнозирования нерудных и рудных месторождений и методов их поисков и разведки.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
2. А б д у л л а е в Х.М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
3. Б е л о у с о в В.В. Общая геотектоника. М., "Геол-издат", 1948.
4. К о с ы г и н Ю.А. Тектоника. М., Изд-во "Недра", 1969.
5. П о п о в В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Комитет наук УзССР, 1938.
6. С и д о р е н к о А.Ф. Геология в 2000 году. "Наука и жизнь", 1971, № 2.
7. С и н и ц ы н Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. ЛГУ, 1960.
8. Х а и в В.Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. "Изв. АН СССР", серия геол., 1950, № 6.

С о д е р ж а н и е

А.Х. Каххаров, Р.А. Мусин. О жизни и деятельности Хабиба Мухамедовича Абдуллаева.....	5
М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. О принципе подвижности территорий Х.М. Абдуллаева - как основе геологического районирования.....	12
Л.Н. Лордкипанидзе. Структурный (тектонический) элемент в металлогенических построениях Х.М. Абдуллаева.....	27
И.Х. Хамрабаев, Т.Н. Далимов. Фациальность, основные типы гранитоидных формаций Узбекистана и вопросы их происхождения.....	39
Р.А. Магдиев, Р.А. Мусин, Дж.Матчанов, А.Р.Ярмухамедов. О комагматичности интрузивных и вулканогенных формаций Кураминской подзоны по данным содержания в них радиоактивных элементов (Узбекистан).....	52
К.У. Урунбаев. Ассоциации акцессорных минералов и вопросы рудоносности магматических формаций на примере Кураминской подзоны (Западный Тянь-Шань).....	64
А. Каюмов. Габброиды бассейна р. Бурагансай (Туркестанский хребет, Южный Тянь-Шань).....	78
Ф.А. Усманов, В.Т. Юдин. Некоторые статистические закономерности чередования пород в вулканогенных толщах Чаткало-Кураминских гор.....	90
Дж.Матчанов. Дайковые образования как критерий многоэтапности оруденения (на примере Кураминского хребта).....	98

А.В. Покровский. К вопросу о гранитоидных "магматических очагах" и связанном с ними ору- денении	106
Т.М. Мацокина-Воронич. О генетических рядах рудных образований.....	117
А. Каххаров. О многовозрастности рудной минерали- зации Чаткало-Кураминского региона (на примере скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических месторож- дений).....	129
Х.Р. Рахматуллаев. О каледонской и герцинской эпо- хах золоторудной минерализации в За- падном Узбекистане (на примере рудно- го поля Кокпатас).....	154
И.М. Мирходжаев, Л.Н. Лисогор. Некоторые данные о возрасте промышленной золоторудной ми- нерализации Карамазара.....	171
М.Мансуров, И.К. Брагин. Рудоносность хребта Окуртау	190
Т.М. Мацокина-Воронич, Т.Ш.Хаджиев, М. Максудов. "Северный Шаваз" - представитель словян- ных месторождений, связанных с вулканизмом.....	201
О.М. Борисов, Х.Р. Рахматуллаев. О продольной и по- перечной зональности в размещении ртут- но-сурьмяной минерализации Южного Тянь- Шаня.....	211
П.В. Панкратьев. Типы зональностей колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруде- нения Южного Узбекистана.....	231
М.И. Исмаилов, А.Б. Плаксина. Минералого-химические и кристаллохимические типоморфные осо- бенности пироксенов скарново-рудных формаций Узбекистана.....	243
О.М. Борисов. Об основных задачах изучения тектони- ки докембрийских образований.....	256

РЕФЕРАТЫ

УДК 551.24 (575)

М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов

О принципе подвижности территорий - как основе геологического районирования

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, Рис.-I, библи.- 13 назв., стр. 15.

В статье на основе принципа подвижности по Х.М. Абдуллаеву приводится схема геологического районирования докембрийского фундамента Средней Азии.

УДК 553.078 (092 Абдуллаев)
(575)

Л.Н. Лордкипанидзе

Структурный (тектонический) элемент в тектонических построениях Х.М. Абдуллаева

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, библи.- 3 назв., стр. 12.

Дается анализ работ Х.М. Абдуллаева с позиции выяснения роли структурного фактора в формировании и размещении оруденения Средней Азии. Выделяются III этапа в его творчестве:

I - охватывает предвоенные годы - первая послевоенная пятилетка;

II - первая половина 50-х годов;

III - последние годы жизни (1956-1962 гг.).

И.Х. Хамрабаев, Т.Н. Далимов

Фациальность, основные типы гранитоидных
формаций Узбекистана и вопросы их происхождения

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, библи.-23 назв., стр. - 13.

В статье рассматриваются критерии фациальности, типы формаций и обосновывается разный генезис этих типов.

УДК 552,3:546,791+546,841
(575,11)

Р.А. Магдиев, Р.А. Мусин,
Дж. Матчанов, А.Р. Ярмухамедов

О комагматичности интрузивных и вулканогенных
формаций Кураминской подзоны по данным содержания в них радиоактивных элементов (Узбекистан)

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, рис.-2, библи. - 19 назв., стр. 12.

Полученные результаты по содержанию урана, тория и калия в вулканогенных и интрузивных образованиях Кураминского хребта указывают не только на их комагматичность, но и на общую насыщенность ими эффузивов.

К. Урунбаев

Ассоциации акцессорных минералов и вопросы
рудноспособности магматических формаций на примере
Кураминской подзоны (Западный Тянь-Шань)

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.- I, библи.- 10 назв., стр. 14.

Рассмотрены петрогенетические ассоциации акцессорных минералов и применение их для оценки рудоносности магматических образований Кураминской подзоны.

УДК.552.321.5:540.4(575.3+575.1)

А. Каюмов

Габброиды бассейна р. Бураган-сай
(Туркестанский хребет, Южный Тянь-Шань)

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.-I, рис.- I, библи.- 5 назв., стр. 12.

В статье рассматриваются вопросы петрографии и петрохимии широко распространенных в бассейне р. Бураган-сай габброидных интрузивных и вмещающих осадочно-метаморфических пород и распределение в них микроэлементов и акцессорных минералов.

УДК 55:51 (575.1)

Ф.А. Усманов, Ю.Т. Юдин

Некоторые статистические закономерности
чередования пород в вулканогенных толщах
Чаткало-Кураминских гор

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.- 1, библи.- 3 назв., стр. 8.

В статье сделана попытка выявления некоторых особенностей развития во времени вулканогенных процессов в Чаткало-Кураминских горах методами теории вероятностей и математической статистики с использованием ЭВМ.

УДК 552.3:558.2(575.1)

Дж. Матчанов

Дайковые образования как критерий многоэтапности
оруденения (на примере Кураминского хребта)

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972 г. Изд-во "Фан" УзССР, библи.- 19 назв., стр. 8.

В статье приводятся взаимоотношения дайковых образований с рудными минерализациями в Кураминских горах и схема последовательности формирования рудной минерализации по отношению к пермо-триасовым дайкам.

А.В. Покровский

К вопросу о гранитоидных "магматических очагах"
и связанном с ними оруденении

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР,
библ.- 17 назв., стр. - II.

На примере докембрийского метаморфического комплекса основания каледонской геосинклинали Южного Узбекистана рассматривается проблема глубинных гранитоидных магматических очагов с позиций ультраметаморфизма. Показано, что роль этих очагов играют глубинные зоны метаморфизма и ультраметаморфизма, с которыми связана и значительная часть оруденения. Обосновывается существование двух магматогенерирующих систем: реоморфические гранито-гнейсовые купола и глубинные зоны селективной мигматизации, порождающие соответственно формации батолитовых гранитоидов и лейкократовых гранитов.

УДК: 553,2 (575,I)

Т.М. Мацокина - Воронич

О генетических рядах рудных образований

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР,
табл.- 1 , библ.- 11 назв., стр.- 12,

В статье разбираются общие принципы построения на основе классификации рудных объектов по выделениям генетических комплексов, семейств и рядов минеральных образований применительно к средне- и крупномасштабному прогнозированию.

А. Каххаров

О многовозрастности рудной минерализации
Чаткало-Кураминского региона
(на примере скарново-магнетитовых и скарново-
полиметаллических месторождений)

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.-3, библи.- 5 назв., стр. - 25.

В работе приведено большое количество фактических данных, подтверждающих идеи Х.М. Абдуллаева о многовозрастности рудного процесса, обусловленного многоэтапностью тектоно-магматического цикла. Особое внимание уделено геологической позиции, особенностям состава, строения и условиям образования изученных месторождений.

Х.Р. Рахматуллаев

О каледонской и герцинской эпохах золоторудной минерализации в Западном Узбекистане (на примере рудного поля Кокпатас)

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.-1, рис.- 3, библи.- 12 назв., стр. - 17.

В статье изложены материалы о двух эпохах золоторудной минерализации региона - каледонской и герцинской.

УДК 558.411 (479.25)

И.М. Мирходжаев, Л.Н. Лисогор

Некоторые данные о возрасте промышленной
золоторудной минерализации Карамазара

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, рис.-6, библиограф. - 18 назв., стр. - 19.

В статье описана разновозрастность золотого оруденения в Карамазаре. На фактических материалах (по известным месторождениям и рудопроявлениям золота) показан среднекарбонный (кварц-золоторудный), Пермский (сульфидно-кварц-золоторудный) и послетриасовый (золото в полиметаллических рудах) возраст оруденения.

УДК 558.2 (575.3)

М. Мансуров, М.К. Брагин

Рудоносность хребта Окуртау

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.-I, библиограф.- II назв., стр. - II.

В статье приводятся структурные особенности локализации оруденения и истории формирования рудных формаций хребта Окуртау.

УДК - 553,45+551,21 (575.1)

Т.М. Мацокина-Воронич,
Т.ш. Хаджиев, М. Максудов

"Северный Шаваз" - представитель оловянных
месторождений, связанных с вулканизмом

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР. Рис.- 2, библи.- 8 назв., стр. 10.

В статье описаны особенности геологического строения, состава руд и окколорудных измененных пород рудопроявления "Северный Шаваз" - представителя касситерит-силикатно-сульфидной формации, впервые отмеченной для Юго-Западного Чаткала. Приведены данные о зональности в рудных зонах, рудоконтролирующих факторах и соображения о перспективах описанного типа оруденения в районе.

УДК 553.497+553.499 (575)

О.М. Борисов, Х.Р. Рахматуллаев

О продольной и поперечной зональности в размещении
ртутно-сурьмяной минерализации Южного Тянь-Шаня

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР. Табл.-2, рис.-1, библи.- 15 назв., стр. - 19.

В статье рассматриваются причины проявления продольной и поперечной зональности в размещении ртутно-сурьмяной минерализации геосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня.

П.В. Панкратьев

Типы зональностей колчеданного
и колчеданно-полиметаллического
оруденения Южного Узбекистана

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, библи.- 13 назв., стр. - 12.

Рассмотрены различные типы первичной зональности колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения Южного Узбекистана: региональная, вулканических структур и рудных тел. Выявленные закономерности пространственного распределения сульфидной минерализации могут быть использованы при поисках и оценке рассматриваемых типов месторождений.

УДК 544.642+548.3+553.064.9(578.1)

М.И. Исмаилов, А.Б. Плаксина

Минералого-химические и кристаллохимические
типоморфные особенности пироксенов скарново-
рудных формаций Узбекистана

Сб. "Некоторые итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, табл.-2, рис.- 4, библи.- 12 назв., стр. 13.

На основании кристаллооптического, химического, рентгеноструктурного анализов и 18 проб пироксенов, взятых из различных типов скарново-рудных месторождений, авторы установили, что пироксены редкометалльных, железорудных и полиметаллических месторождений скарново-гидротермального типа резко различаются по содержанию Feo, MnO, Al₂O₃, f^ш, ω, $\frac{Fe_2O_3}{MgO}$, $\frac{Fe_2O_3}{диопс.}$, по показателям преломления и значениям параметров кристаллической решетки.

О.М. Борисов

Об основных задачах изучения тектоники
домезозойских образований

Сб. "Некоторые итоги метрометаллогенических исследований в Узбекистане", 1972, Изд-во "Фан" УзССР, библи.- 8 назв., стр. - 9.

В статье дается обзор состояния тектонических исследований домезозойских образований Узбекистана и сопредельных территорий и ставятся задачи изучения тектоники на ближайшее 5-летие.

Коллектив
Некоторые итоги петрометаллогенических
исследований в Узбекистане

Утверждено к печати Ученым советом
Института геологии и геофизики
им. Х.М.Абдуллаева

Редактор Л.И.Китман
Корректор Л.Финк

P-15517 Подписано в печать 13/Х-1972 г.
Тираж 1000 экз. Изд. №35. Объем 11,3 изд.л.,
17,5 усл.печ.л. Формат 60/90 1/16. Цена 1руб.13коп.
Заказ 1849

Картфабрика Института "Узгипрозем", Ташкент,
ул. Муками, 176

Цена 1 р. 13 коп.

1542